

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Институт геофизики имени Ю.П. Булашевича
Уральский государственный горный университет



ВОПРОСЫ ТЕОРИИ И ПРАКТИКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ГРАВИТАЦИОННЫХ, МАГНИТНЫХ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ
ПОЛЕЙ

49-я сессия Международного семинара
им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова
23 - 27 января 2023 г.

Екатеринбург
2023

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Институт геофизики имени Ю.П. Булашевича
Уральский государственный горный университет

ВОПРОСЫ ТЕОРИИ И ПРАКТИКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ГРАВИТАЦИОННЫХ, МАГНИТНЫХ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ
ПОЛЕЙ

49-я сессия Международного семинара
им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова
23 - 27 января 2023 г.

Материалы конференции

Екатеринбург
2023

Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 49-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 23 - 27 января 2023 г. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН. 2023. 428 с.

В сборнике представлены расширенные тезисы докладов 49-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Материалы семинара отражают современное состояние теории и практики геологической интерпретации геофизических данных. В сборнике приводятся доклады, посвященные современным теориям интерпретации гравиметрических, магнитометрических и геоэлектрических данных. Приводятся результаты комплексной интерпретации геофизических полей в различных геологических условиях. Рассматриваются алгоритмы и компьютерные технологии интерпретации отдельных геофизических методов, а также вопросы комплексирования различных методов. Публикуемые материалы представляют интерес для широкого круга специалистов научных и производственных организаций, занимающихся вопросами теории и практики интерпретации геофизических данных, могут быть полезны для студентов и аспирантов геофизической специальности.

Редакционная коллегия:

П.С. Мартышко – член-корреспондент РАН – ответственный редактор

В.О. Михайлов - член-корреспондент РАН

Д.Ф. Калинин - д.т.н.

А.Л. Рублев – к.ф.м.н.

ОРГКОМИТЕТ

ПРЕДСЕДАТЕЛЬ:

Мартышко П.С. – член-корреспондент РАН, профессор, доктор физ.-мат. наук

Сопредседатели:

Козлова И.А. – директор ИГФ УрО РАН, к.г.-м.н., Екатеринбург

Душин А.В. - ректор Уральского государственного горного университета, д.э.н., Екатеринбург

Члены Оргкомитета:

Белоглазова А.Н. – к.т.н., зав. лабораторией, ИГФ УрО РАН

Муравьев Л.А. – к.т.н., зав. лабораторией, ИГФ УрО РАН

Ратушняк А.Н. – к.т.н., зав. лабораторией, ИГФ УрО РАН

Сенин Л.Н. – д.т.н., зав. лабораторией, ИГФ УрО РАН

Талалай А.Г. – д.г.-м.н., зав. кафедрой геофизики УГГУ

Шестаков А.Ф. – д.ф.-м.н., зав. лабораторией, ИГФ УрО РАН

Юрков А.К. – к.г.-м.н., зав. лабораторией, ИГФ УрО РАН

Ученые секретари конференции:

Рублев А.Л. - к.ф.-м.н., ИГФ УрО РАН, Екатеринбург

Виноградов В.Б. – к.г.м.н., доцент УГГУ, Екатеринбург

ПРОГРАММНЫЙ КОМИТЕТ

Мартышко П.С., чл.-корр. РАН д.ф.-м.н. (ИГФ УрО РАН, Екатеринбург)

Михайлов В.О., чл.-корр. РАН д.ф.-м.н. (ИФЗ РАН, Москва)

Тихоцкий С.А., чл.-корр. РАН д.ф.-м.н. (ИФЗ РАН, Москва)

Бабаянц П.С., (ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика», Москва)

Блох Ю.И., д.ф.-м.н. (Москва)

Булычев А.А., д.ф.-м.н. (МГУ, Москва)

Глазнев В.Н., д.ф.-м.н. (ВГУ, Воронеж)

Долгаль А.С., д.ф.-м.н. (ГИ УрО РАН, Пермь)

Калинин Д.Ф. д.т.н., (СПГУ, Санкт-Петербург)

Никитин А.А., д.ф.-м.н. (РГГРУ, Москва)

Петров А.В., д.ф.-м.н. (РГГРУ, Москва)

Старостенко В.И., академик НАНУ (ИГФ НАНУ, Киев)

Адрес Оргкомитета:

Институт геофизики УрО РАН

ул. Амундсена, 100, 620016 Екатеринбург

Телефон: (343) 267 88 89, 267 88 66

Факс: (343) 267 88 72

E-mail: uspenskiy-2023@bk.ru

Редакционная коллегия:

П.С. Мартышко – член-корр. РАН – ответственный редактор

В.О. Михайлов - член-корреспондент РАН

Д.Ф. Калинин - д.т.н.

А.Л. Рублев – к.ф.-м.н.

Теоретическое обоснование пассивной сейсморазведки

П.Н. Александров

alexandr@igemi.troitsk.ru

ЦГЭМИ ИФЗ РАН, Москва, Россия

Annotation. In engineering geophysics and seismology, methods of seismic exploration based on the registration of natural and man-made microseisms are used - methods of passive seismic exploration. In this vein, two directions can be distinguished – the definition and interpretation of the spectral relations between the reference and the studied sites, as well as the definition and interpretation of the spatial distribution of the spectral relationship between the vertical (V) and horizontal (H) components of the surface wave. The widely used method proposed by Nakamura [1] is based on the H/V ratio (the so-called ellipticity). This method was found phenomenologically and only later some theoretical results were obtained to substantiate it.

The practice of using these methods is constantly expanding. However, the current level of development of the theory of passive seismic exploration methods does not meet the requirements of practice. This is not a correspondence - an insufficiently developed theory, often leads to an incorrect interpretation of the data obtained. The paper provides a theoretical justification of passive seismic exploration based on the fundamental equations of the theory of elasticity.

Уравнения теории упругости включают:

1. Уравнение равновесия [2]

$$\begin{aligned} \operatorname{div} \mathbf{P}_x + \rho \omega^2 S_x &= -F_x, \\ \operatorname{div} \mathbf{P}_y + \rho \omega^2 S_y &= -F_y, \\ \operatorname{div} \mathbf{P}_z + \rho \omega^2 S_z &= -F_z, \end{aligned} \quad (1)$$

где $\mathbf{F} = \mathbf{i}F_x + \mathbf{j}F_y + \mathbf{k}F_z$ – вектор объёмных сторонних сил, ρ – плотность, ω – частота, $\mathbf{S} = \mathbf{i}S_x + \mathbf{j}S_y + \mathbf{k}S_z$ – вектор смещений, а $\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k}$ – орты декартовой системы координат; $\mathbf{P}_x = \mathbf{i}P_{xx} + \mathbf{j}P_{xy} + \mathbf{k}P_{xz}$ – вектор напряжений, возникающий в среде за счет действия сил F_x в направлении оси x ; $\mathbf{P}_y = \mathbf{i}P_{yx} + \mathbf{j}P_{yy} + \mathbf{k}P_{yz}$ – вектор напряжений, возникающий в среде за счет действия сил F_y в направлении оси y ; $\mathbf{P}_z = \mathbf{i}P_{zx} + \mathbf{j}P_{zy} + \mathbf{k}P_{zz}$ – вектор напряжений, возникающий в среде за счет действия сил F_z в направлении оси z .

2. Закон Гука в векторном виде связывает 9-ти компонентный вектор упругих

напряжений $\mathbf{P} = \begin{pmatrix} \mathbf{P}_x \\ \mathbf{P}_y \\ \mathbf{P}_z \end{pmatrix}$ с 9-ти компонентным вектором деформаций $\mathbf{e} = \begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial x} \mathbf{S} \\ \frac{\partial}{\partial y} \mathbf{S} \\ \frac{\partial}{\partial z} \mathbf{S} \end{pmatrix}$ через матрицу

упругих параметров H размерностью 9×9 элементов: $\mathbf{e} = H\mathbf{P}$ или $\mathbf{P} = H^{-1}\mathbf{e}$. Все материальные параметры здесь и далее являются функциями пространственных координат x, y, z и частоты ω . При этом никаких дополнительных условий, типа условий симметрий тензора упругих параметров, не накладываемся.

Решение прямой задачи вибросейсморазведки. Найдем решение прямой задачи вибросейсморазведки используя запись уравнений теории упругости как системы дифференциальных уравнений первого порядка (здесь и далее уравнения будут записаны в

частотной области, используя также преобразование Фурье по горизонтальным пространственным координатам).

$$\frac{\partial \mathbf{X}}{\partial z} = A \mathbf{X}, \quad (2)$$

где $\mathbf{X} = \begin{pmatrix} P_{zx} \\ P_{zy} \\ P_{zz} \\ S_x \\ S_y \\ S_z \end{pmatrix}$; A - матрица упругих параметров, полученная исходя из закона Гука и

условия динамического равновесия. Для изотропной среды она имеет вид

$$A = \begin{pmatrix} 0 & 0 & k_x \frac{-i\lambda}{\lambda+2\mu} & k_x^2 4\mu \frac{\lambda+\mu}{\lambda+2\mu} + k_y^2 \mu - \rho\omega^2 & k_x k_y \frac{3\lambda+2\mu}{\lambda+2\mu} & 0 \\ 0 & 0 & k_y \frac{-i\lambda}{\lambda+2\mu} & k_x k_y \frac{3\lambda+2\mu}{\lambda+2\mu} & k_y^2 4\mu \frac{\lambda+\mu}{\lambda+2\mu} + k_x^2 \mu - \rho\omega^2 & 0 \\ -ik_x & -ik_y & 0 & 0 & 0 & -\rho\omega^2 \\ \frac{1}{\mu} & 0 & 0 & 0 & 0 & -ik_x \\ 0 & \frac{1}{\mu} & 0 & 0 & 0 & -ik_y \\ 0 & 0 & \frac{1}{\lambda+2\mu} & k_x \frac{-i\lambda}{\lambda+2\mu} & k_y \frac{-i\lambda}{\lambda+2\mu} & 0 \end{pmatrix}$$

$$\mathbf{X}(x, y, z, \omega) = \mathbf{X}(z, k_x, k_y, \omega) e^{ik_x x + ik_y y}$$

$$\mathbf{X}(x, y, z, \omega) = \iint \mathbf{X}(z, k_x, k_y, \omega) e^{ik_x x + ik_y y} dk_x dk_y$$

λ , μ - упругие параметры Ламе; ρ - плотность; k_x , k_y - пространственные частоты; ω - временная частота; $i = \sqrt{-1}$.

Решение системы дифференциальных уравнений первого порядка хорошо известно и выражается через экспоненту от матрицы [3] (при равенстве нулю сторонних сил): $\mathbf{X} = e^{Az} \mathbf{C}$, где \mathbf{C} - некоторый постоянный вектор, не зависящий от координаты z .

Вектор \mathbf{X} содержит непрерывные компоненты упругого поля на границе раздела сред и, следовательно, непрерывен при переходе через границу раздела сред. Вследствие этого продолжение его через слой с кровли с координатой $z=0$ на глубину z будет $\mathbf{X} = e^{Az} \mathbf{X}_0$, где \mathbf{X}_0 - вектор на кровле слоя ($z=0$).

С использованием этого решения не трудно получить решение задачи о продолжении поля \mathbf{X} через слоистую среду. Граничные условия, которые в данном случае сводятся к требованию непрерывности вектора \mathbf{X} на границах слоев, приводят к простому виду такого

продолжения: $\mathbf{X}^n(z_n) = \left(\prod_{j=0}^{n-1} e^{A^j h_j} \right) \mathbf{X}^0$, где h_j - толщина j -го слоя, n - номер последнего слоя

бесконечной толщины; \mathbf{X}^0 - вектор-столбец, элементы которого представляют собой вектор вертикальных напряжений и компоненты вектора смещений, зарегистрированные на дневной поверхности, поскольку при $z = z_0$ (данная плоскость совпадает с поверхностью земля-воздух) должно выполняться $\mathbf{X}^1(z_0) = \mathbf{X}^0$; z_n - глубина залегания последней границы; A^j - передаточная матрица j -го слоя.

В слое бесконечной толщины из представления $\mathbf{X}^n(z) = e^{A^n(z-z_n)} \mathbf{X}^n(z_n)$ выделим решение \mathbf{X}^- , возрастающее при $z \rightarrow +\infty$ и решение \mathbf{X}^+ , убывающее при $z \rightarrow +\infty$:

$\mathbf{X}^n(z) = \mathbf{X}^+ + \mathbf{X}^-$, основываясь на знаке действительной части собственных значений. Удовлетворяя условию на бесконечности, необходимо положить $\mathbf{X}^+ = C\tilde{S}C^{-1}\mathbf{X}^n(z) = 0$ везде, в том числе и при $z \rightarrow z_n$. C - матрица, составленная из собственных векторов матрицы A^n . \tilde{S} - матрица, получающаяся из единичной матрицы заменой диагональных элементов нулем, если действительная часть соответствующего собственного значения меньше нуля, и единицей, если действительная часть соответствующего собственного значения больше нуля. Отсюда вытекает связь между компонентами поля \mathbf{X}^0 , зарегистрированного на дневной поверхности $z = z_0$:

$$C\tilde{S}C^{-1}\mathbf{X}^n(z) = C\tilde{S}C^{-1}\left(\prod_{j=0}^{n-1} e^{A^j h_j}\right)\mathbf{X}^0 = D\mathbf{X}^0 = 0. \quad (3)$$

Из этой системы линейных алгебраических уравнений получим импедансные отношения, связывающие вектор вертикальных напряжений \mathbf{P}_z и вектор смещений \mathbf{S} через соответствующие подматрицы матрицы $D = \begin{pmatrix} d_{11} & d_{12} \\ d_{21} & d_{22} \end{pmatrix}$, например, $\mathbf{P}_z = Z\mathbf{S}$, где

$Z = -d_{11}^{-1}d_{12} = -d_{21}^{-1}d_{22}$. Таким образом, линейные соотношения между вектором вертикальных напряжений \mathbf{P} и вектором смещений \mathbf{S} на поверхности плиты вибратора являются следствием требования убывания поля на бесконечности.

Пусть на границе земля-воздух (свободная поверхность) задан сторонний вектор напряжений \mathbf{P}_z^{st} , локализованный на некоторой части этой поверхности, вне которой напряжения равны нулю $\mathbf{P}_z = 0$. Тогда смещения на свободной поверхности будут равны $\mathbf{S} = Z^{-1}\mathbf{P}_z^{st}$.

Если $\mathbf{P}_z^{st} = 0$, то $Z\mathbf{S} = 0$, откуда следует, что между компонентами вектора смещения существует линейная связь через упругие параметры слоистой среды. Этот результат есть теоретическое обоснование методов пассивной сейсморазведки.

Выводы. В случае горизонтально-слоистой среды между компонентами вектора смещения сейсмического поля существует линейная связь через упругие параметры среды. Этот вывод справедлив и для слоисто-анизотропной, диспергирующей модели геологической среды. Вывод базируется на рассмотрении прямой задачи вибросейсморазведки.

Литература

1. Nakamura Y., 1989, A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground: QR RTRI, 30, 25-33.
2. Уайт Дж. Э. Возбуждение и распространение сейсмических волн. / Москва, «Недра», 1986. 261 с.
3. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике. – М., 1968. 720 с.

УДК 550.8.013

**Обратная задача сейсморазведки анизотропных диспергирующих сред
в линейной постановке**

П.Н. Александров¹, В.Н. Кризский²

alexandr@igemi.troitsk.ru, Krizskiy_VN@pers.spmi.ru

1 - Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

2 - Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

Annotation. The theory of seismic exploration is based on the theory of elasticity, where one of the important roles is played by material equations – Hooke's law. In addition, the equations of elasticity theory include the density of the medium. In general, the number of elastic parameters reaches a large number. These parameters can be dispersive, i.e. depend on the frequency. In this case, solving the inverse problem of seismic exploration using standard measurement and calculation procedures is difficult, since minimizing the nonlinear Tikhonov functional leads to large mathematical problems related to the uniqueness and stability of solutions. Based on the development of M.V. Klibanov's idea [1] for solving inverse problems of mathematical physics and its generalization, a new approach is proposed, which leads to a linear formulation of the inverse problem of seismic exploration for anisotropic and dispersing media.

Введение. Развитие теории сейсморазведки ставит актуальным вопрос о решении прямых и обратных трехмерных задач в анизотропных диспергирующих средах. Интерес к изучению анизотропных и диспергирующих свойств упругих сред в последнее время усиливается в связи с возможностью получения дополнительной геологической информации из этих параметров [2,3].

В основном анизотропия в сейсморазведке связывается с анизотропией скоростей распространения упругих колебаний [4]. В настоящей работе рассматривается более общий случай – анизотропия с учетом частотной дисперсии параметров среды в законе Гука. Недиспергирующие и изотропные среды являются частными случаями рассматриваемой среды.

Анизотропия здесь рассматривается как мера упорядоченного строения горной породы, в макромасштабе отражающая микроструктуру горной породы, ее структурно-текстурное строение [5]. Неупорядоченное строение приводит к изотропности макропараметров горной породы.

Кроме того, в уравнения теории упругости входит плотность среды и, в общем случае, количество упругих параметров достигает большого количества в каждой точке среды. Такое количество искомым параметров затрудняет решение обратной задачи с использованием стандартных, экстремальных алгоритмов вычислений и требует альтернативных постановок обратных задач. Ниже предложен новый подход к решению обратных задач сейсморазведки, основанный на развитии идеи М.В. Клибанова [1].

Все математические модели физических полей, в том числе и упругих [6], являются векторными системами дифференциальных уравнений первого порядка в частных производных или могут быть сведены к ним [7]. Рассмотрение уравнений теории упругости как системы векторных дифференциальных уравнений приводит к введению матрицы упругих параметров размером 12 x 12 элементов. При этом, учитывая, что в упругих средах может нарушаться принцип взаимности, какие-либо ограничения, связанные с симметрией матрицы упругих параметров, накладываться не будут.

Решение прямой задачи будет основано на объёмных интегральных уравнениях, без обращения к лучевому приближению. Сначала будет получен баланс упругой энергии с целью обоснования введения матрицы упругих параметров. На основе подхода, используемого при получении условия взаимности упругих сред, будут получены объёмные интегральные уравнения для вектора скорости смещения и упругих деформаций. При получении интегральных уравнений будем использовать векторную, не тензорную, технику,

при этом векторы понимаются как векторы-столбцы. Их отличие от тензорного вида заключается лишь в различном представлении уравнений теории упругости.

Вывод уравнения баланса упругой энергии.

Уравнения теории упругости в частотной области включают в себя [2]:

1. Уравнение равновесия

$$\begin{aligned} \operatorname{div} \mathbf{P}_x + \rho \omega^2 S_x &= -F_x, \\ \operatorname{div} \mathbf{P}_y + \rho \omega^2 S_y &= -F_y, \\ \operatorname{div} \mathbf{P}_z + \rho \omega^2 S_z &= -F_z, \end{aligned} \quad (1)$$

где $\mathbf{F} = \mathbf{i}F_x + \mathbf{j}F_y + \mathbf{k}F_z$ – вектор объёмных сторонних сил, ρ – плотность, ω – частота, $\mathbf{S} = \mathbf{i}S_x + \mathbf{j}S_y + \mathbf{k}S_z$ – вектор смещений, а $\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k}$ – орты декартовой системы координат; $\mathbf{P}_x = \mathbf{i}P_{xx} + \mathbf{j}P_{xy} + \mathbf{k}P_{xz}$ – вектор напряжений, возникающий в среде за счет действия сил F_x в направлении оси x ; $\mathbf{P}_y = \mathbf{i}P_{yx} + \mathbf{j}P_{yy} + \mathbf{k}P_{yz}$ – вектор напряжений, возникающий в среде за счет действия сил F_y в направлении оси y ; $\mathbf{P}_z = \mathbf{i}P_{zx} + \mathbf{j}P_{zy} + \mathbf{k}P_{zz}$ – вектор напряжений, возникающий в среде за счет действия сил F_z в направлении оси z .

2. Закон Гука в векторном виде связывает 9-ти компонентный вектор упругих

напряжений $\mathbf{P} = \begin{pmatrix} \mathbf{P}_x \\ \mathbf{P}_y \\ \mathbf{P}_z \end{pmatrix}$ с 9-ти компонентным вектором деформаций $\mathbf{e} = \begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial x} \mathbf{S} \\ \frac{\partial}{\partial y} \mathbf{S} \\ \frac{\partial}{\partial z} \mathbf{S} \end{pmatrix}$ через матрицу

упругих параметров H размерностью 9×9 элементов: $\mathbf{e} = H\mathbf{P}$ или $\mathbf{P} = H^{-1}\mathbf{e}$. Все материальные параметры здесь и далее являются функциями пространственных координат x, y, z и частоты ω . При этом никаких дополнительных условий, типа условий симметрий тензора упругих параметров, не накладывает.

Закон Гука можно переписать в виде

$$\begin{aligned} \operatorname{grad} S_x &= h_{xx} \mathbf{P}_x + h_{xy} \mathbf{P}_y + h_{xz} \mathbf{P}_z = [h_{xx}, h_{xy}, h_{xz}] \mathbf{P} = H_x \mathbf{P}, \\ \operatorname{grad} S_y &= h_{yx} \mathbf{P}_x + h_{yy} \mathbf{P}_y + h_{yz} \mathbf{P}_z = [h_{yx}, h_{yy}, h_{yz}] \mathbf{P} = H_y \mathbf{P}, \\ \operatorname{grad} S_z &= h_{zx} \mathbf{P}_x + h_{zy} \mathbf{P}_y + h_{zz} \mathbf{P}_z = [h_{zx}, h_{zy}, h_{zz}] \mathbf{P} = H_z \mathbf{P}, \end{aligned} \quad (2)$$

В векторном представлении теории упругости, матрица упругих параметров будет состоять из 144 элементов и ее размерность равна 12×12 .

На основе теоремы взаимности получим интегральные уравнения, которые будут иметь вид.

$$\mathbf{X}(x, y, z, \omega) = \iiint_V G(x', y', z', x, y, z, \omega) \Delta A(x', y', z') \mathbf{X}(x', y', z', \omega) dx' dy' dz' + \mathbf{X}^f(x, y, z, \omega),$$

где \mathbf{X} – вектор упругих полей; $\mathbf{X}^f(x, y, z, \omega)$ – вектор первичного поля – решение прямой задачи для среды, для которой имеется функция Грина $G(x', y', z', x, y, z, \omega)$; $\Delta A(x, y, z)$ – избыточные значения физических величин неоднородностей, занимающих объем V , которые являются искомыми с матрицами размером 12×12 элементов.

Тогда $\Delta A(x, y, z) = A(x, y, z) - A^0$, где A^0 – упругие параметры вмещающей среды, которая может быть определена косвенными методами, например, через кинематический подход. В дискретном виде, разбивая интеграл на сумму, получим

$$\mathbf{X}^p = G_v^p \Delta A \mathbf{X}_v + \mathbf{X}_p^s,$$

где индексы означают: p – точку наблюдения, s – точку источника, v – точку в неоднородности; ΔA – квадратная матрица избыточных упругих параметров неоднородности, имеющая вид

$$\Delta A = \begin{pmatrix} \Delta C_1 & [0] & \vdots & [0] \\ [0] & \Delta C_2 & \vdots & [0] \\ \dots & \dots & \vdots & \dots \\ [0] & [0] & \vdots & \Delta C_N \end{pmatrix}, \quad (3)$$

где подматрицы $\Delta C_j = \{c_{n,m}^j - c_{n,m}^0\}$, $n = \{1,2\}$, $m = \{1,2\}$, размерностью 12×12 элементов, есть тензоры избыточных упругих параметров j -го элемента объёма всей неоднородности V , состоящей из N элементов; \mathbf{X}_p^s – первичное поле от стороннего источника (сторонних сил) в точке наблюдения; \mathbf{X}_v – упругое поле в неоднородности; \mathbf{X}^p – упругое поле в точке наблюдения; G_v^p – передаточная матрица от неоднородности в точку наблюдения, размерности $K \times 12N$, K – количество точек наблюдения, $c_{n,m}^0$ – матрица упругих параметров вмещающей среды, $c_{n,m}^j$ – матрица упругих параметров неоднородности с номером j .

Найдем упругое поле в неоднородностях $\mathbf{X}_v = G_v^v \Delta A \mathbf{X}_v + \mathbf{X}_v^s$, тогда $\mathbf{X}_v = ([I] - G_v^v \Delta A)^{-1} \mathbf{X}_v^s$.

$$\text{Отсюда } \mathbf{X}^p = G_v^p \Delta A \mathbf{X}_v + \mathbf{X}_p^s = G_v^p \Delta A ([I] - G_v^v \Delta A)^{-1} \mathbf{X}_v^s + \mathbf{X}_p^s,$$

где \mathbf{X}_v^s – упругое поле от источника в неоднородность, вычисляется через функцию Грина вмещающей среды, \mathbf{X}_p^s – первичное упругое поле в точке наблюдения, вычисляется через функцию Грина вмещающей среды.

Для конкретного источника поля получим

$$\mathbf{X}_k^p = G_v^p \Delta A ([I] - G_v^v \Delta A)^{-1} \mathbf{X}_v^{s_k} + \mathbf{X}_p^{s_k} = G_v^p (\Delta A^{-1} - G_v^v)^{-1} \mathbf{X}_v^{s_k} + \mathbf{X}_p^{s_k},$$

где k – номер источника. Здесь было использовано равенство $(AB^{-1}) = (BA^{-1})^{-1}$, верное для квадратных матриц A и B :

Используя дополнительные источники, введем составные матрицы

$$X = [\mathbf{X}_1^p, \mathbf{X}_2^p, \mathbf{X}_3^p, \dots], \quad Y = [\mathbf{X}_v^{s_1}, \mathbf{X}_v^{s_2}, \mathbf{X}_v^{s_3}, \dots], \quad Z = [\mathbf{X}_p^{s_1}, \mathbf{X}_p^{s_2}, \mathbf{X}_p^{s_3}, \dots].$$

Перейдем от векторной системы уравнений к матричной

$$X = G_v^p (\Delta A^{-1} - G_v^v)^{-1} Y + Z.$$

Для переопределенной и нормально определенной системы, из цепочки уравнений

$$\begin{aligned} X &= G_v^p (\Delta A^{-1} - G_v^v)^{-1} Y + Z, \\ X - Z &= G_v^p (\Delta A^{-1} - G_v^v)^{-1} Y, \\ G_v^{pT} (X - Z) &= G_v^{pT} G_v^p (\Delta A^{-1} - G_v^v)^{-1} Y, \\ (G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z) &= (\Delta A^{-1} - G_v^v)^{-1} Y, \\ (\Delta S^{-1} - G_v^v) (G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z) &= Y, \end{aligned}$$

получим

$$\Delta A^{-1} (G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z) = Y + G_v^v (G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z). \quad (4)$$

Размерности матриц, входящих в последнюю систему уравнений, следующие: $[Z]_{m \times n}$, $[X]_{m \times n}$, где m – количество приемников с учетом размерности измеренного вектора в точке наблюдения, n – количество источников с учетом размерности вектора стороннего тока в

точке источника; $[Y]_{k \times n}$, $[\Delta A]_{k \times k}$, $[G_v^p] = m \times k$, $[G_v^p]_{k \times m}^T$, где k – количество неоднородностей с учетом их размерности. Тогда $[(G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z)]_{((k \times m)(m \times k))^{-1}(k \times m)(m \times n)} = [(G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z)]_{k \times n}$.

Перепишем (4) в виде $\Delta A^{-1} A = B$, где

$$A = (G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z) = \{a_{ij}\}, \quad B = Y + G_v^v (G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z) = \{b_{ij}\}.$$

Последнее уравнение с учетом представления (3) разбивается на отдельные уравнения по следующей схеме

$$\begin{pmatrix} \Delta C_1^{-1} & [0] & \vdots & [0] \\ [0] & \Delta C_2^{-1} & \vdots & [0] \\ \dots & \dots & \vdots & \dots \\ [0] & [0] & \vdots & \Delta C_N^{-1} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & \vdots & a_{1M} \\ a_{21} & a_{22} & \vdots & a_{2M} \\ \dots & \dots & \vdots & \dots \\ a_{N1} & a_{N2} & \vdots & a_{NM} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} b_{11} & b_{12} & \vdots & b_{1M} \\ b_{21} & b_{22} & \vdots & b_{2M} \\ \dots & \dots & \vdots & \dots \\ b_{N1} & b_{N2} & \vdots & b_{NM} \end{pmatrix}.$$

Отсюда нахождение искомым параметров можно получить решением отдельных систем матричных уравнений

$$\Delta C_1^{-1} (a_{11} \ a_{12} \ \dots \ a_{1M}) = (b_{11} \ b_{12} \ \dots \ b_{1M}),$$

$$\Delta C_2^{-1} (a_{21} \ a_{22} \ \dots \ a_{2M}) = (b_{21} \ b_{22} \ \dots \ b_{2M}),$$

$$\dots \dots \dots$$

$$\Delta C_N^{-1} (a_{N1} \ a_{N2} \ \dots \ a_{NM}) = (b_{N1} \ b_{N2} \ \dots \ b_{NM}).$$

Подматрицы a_{ij} имеют размеры 12×1 , M – количество источников, N – количество неоднородностей. Для разрешимости каждого из этих уравнений необходимо минимум 12 источников.

Теория решения обратных задач на основе методов поиска экстремалей регуляризирующих функционалов внесла существенный вклад в развитии геофизических исследований геологической среды и интенсивно используется в настоящее время для решения широкого класса обратных задач геофизики. Однако, с революционным развитием микроэлектроники, увеличением точности измерительной аппаратуры, бурным развитием компьютерных технологий этот подход к решению некорректно поставленных задач становится сдерживающим фактором в развитии исследований физических параметров геологической среды. Горная порода, как сложно построенный объект исследования, обладает широким набором параметров (анизотропия упругих параметров, электрофизические параметры бианизотропных сред, флюидодинамические параметры в законе Дарси и т.п.). Для таких моделей материальных уравнений, решение обратных задач на основе экстремальных алгоритмов решения, в силу их большой размерности, не эффективно. Необходимы новые постановки обратных задач геофизики и новые способы их решения. Как следствие, это ведет к развитию систем наблюдения, включая развитие аппаратной базы, программного обеспечения, методических приемов по решению геологических задач на более высоком уровне, а именно – к получению новой геологической информации о свойствах и строении геологической среды.

Одним из перспективных современных направлений развития теории решения обратных задач является подход, основанный на идеи М.В. Клибанова, обобщение которой изложено в работе [8], где рассматривается обратная задача электроразведки постоянным током для неоднородных анизотропных проводящих сред и излагается решение линейной обратной задачи для случая, когда расчетной формулой для поля в прямой задаче является формула объемного интегрального представления. Этот же подход применен для решения обратных задач для переменных электромагнитных полей для бианизотропных диспергирующих сред [9].

Настоящая статья демонстрирует возможность решения обратных задач сейсморазведки на основе обобщения идеи М.В. Клибанова, которая показывает свою

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

эффективность при изучении анизотропии упругих параметров горной породы с учетом их дисперсии в линейной постановке.

Это оказывается возможным при применении такого количества источников и их местоположений, которые позволяют «осветить» неоднородность, т.е. однозначно распознать объект. Если источники не в полной мере «освещают» неоднородность, то решение обратной задачи сейсморазведки не приводит к положительному однозначному результату.

Выводы.

1. Рассмотренный подход к решению обратных задач сейсморазведочной геофизики приводит к решению линейных алгебраических уравнений, что упрощает анализ устойчивости, точности и разрешающей способности геофизических методов по решению геологических задач.

2. Единственным требованием к данной постановке обратных задач является требование линейности материальных уравнений.

3. Новизной данного подхода является использование таких типов источников и такого их количества, которые позволяют сформулировать линейную постановку обратной задачи. Она является основной идеей совершенствования систем наблюдения сейсморазведки. Количество приемников связано с количеством искомых упругих параметров, а количество источников поля и их местоположения должны создавать в области неоднородности линейно независимые упругие поля.

Литература

1. *Beilina L., Klibanov M.V.* Approximate Global Convergence and Adaptivity for Coefficient Inverse Problems. Springer. New York. Dordrecht. Heidelberg. London. 2012. 407p.
2. *Уайт Дж. Э.* Возбуждение и распространение сейсмических волн. М.: Недра. 1986. 261с.
3. *Баяк И.О.* Междисциплинарный подход к прогнозированию макроскопических и фильтрационно-емкостных свойств коллекторов углеводородов: диссертация ... доктора физ.-матем. наук: 25.00.10. М. 2013. 228с.
4. *Кузнецов В.М., Жуков А.П., Шнеерсон М.Б.* Введение в сейсмическую анизотропию: теория и практика. Тверь: ООО «Издательство ГЕРС». 2006. 160с.
5. *Александров П.Н., Кризский В.Н.* Математическое моделирование эффективных упругих параметров // Вестник Южно-Уральского государственного университета. Серия: Математическое моделирование и программирование. 2018. Т.11. № 2. С. 5-13.
6. *Аки К, Ричардсон П.* Количественная сейсмология. Теория и методы. М.: Мир, Т.2. 831с.
7. *Вазов В.Р.* Асимптотические разложения решений обыкновенных дифференциальных уравнений - Москва: Мир. 1968. 464 с.
8. *Александров П.Н., Кризский В.Н.* Решение линейной коэффициентной обратной задачи геофизики на основе интегральных уравнений // Физика Земли. 2022. № 2, с. 136–143.
9. *Александров П.Н., Кризский В.Н.* Прямая и обратная задача геоэлектрики бианизотропных сред на основе объемных интегральных уравнений // Физика Земли. 2022. № 3, с. 92–107.

Колебания неприливных сейсмогравитационных пульсаций

Ю.В. Антонов

yuriyantono@yandex.ru

Воронежский государственный университет, Воронеж, Российская Федерация

Abstract. The sensor for gravimeters and seismographs is the Golitsyn pendulum, which allows for a more complete interpretation of the data of seismic and gravimetric measurements. When isolating pulsations, the main inconveniences arise when taking into account lunar- solar gravity variations (mainly for seismic observations). But for the most part, this issue is easily solved using the averaging method. As the accuracy of measurements increases and the intervals of discreteness of observations are reduced, it becomes possible to study the spectral characteristics of the high-frequency part of observations. For comparison, we selected days where pulsations are clearly manifested, and days when there are no pulsations or they are minimal. Since the pulsations are global in nature, seismic and gravimetric observations were taken at different points of the globe (Black Forest, Germany and Arti, Russia).: Spectral analysis was carried out for these stations and the following results were obtained Amplitude spectra were used to evaluate the analysis. The main carrier frequency is a frequency with an interval in the range of 5–9 s. There is a clear relationship between the frequency and the amplitude of pulsations.

О возможной связи пульсаций неприливных вариаций силы тяжести и сейсмических колебаний с метеорными потоками было исследовано в [1–6]. При столкновении с Землёй метеорных потоков изменение силы тяжести представлено колебаниями, по амплитуде иногда соизмеримыми с амплитудой лунно-солнечных вариаций, но только с той разницей, что период колебаний у пульсаций на несколько порядков меньше, чем у лунно-солнечных колебаний.

Пульсации неприливных вариаций силы тяжести возникают не только за счет колебаний земной атмосферы после ударов по ней метеорных потоков. Но также колебания могут возникать после корональных выбросов масс, атмосферных фронтов, внутренних гравитационных волн и т. д. [1–6], но они не велики по амплитуде. Поэтому всегда должны помнить, что вне зависимости от источников возбуждения пульсации сейсмогравитационного поля определяются атмосферой Земли.

Отметим еще одно обстоятельство. Датчиком для измерения гравитационного поля и сейсмических колебаний служит маятник Голицына. Изменение гравитационного поля во времени влечет за собой возникновение сейсмических колебаний с тем же периодом. По существу, сейсмическое поле является производной по времени от гравитационного [6]. Следовательно, если сила тяжести не меняется, то сейсмические колебания отсутствуют. И наоборот, если не имеется землетрясений, взрывов, выбросов корональных масс и т.д., то не возникает дополнительных изменений силы тяжести. В целом же динамическая система сейсмических и гравитационных колебаний существует взаимоувязано и не всегда можно выделить первопричину этих колебаний.

Для примера рассмотрим так называемые сейсмогравитационные пульсации. Ранее [1–6] уже приводились результаты выделения и интерпретации сейсмогравитационных пульсаций. Предварительно заметим, что используемые данные для расчетов получены приборами, имеющими не только различную погрешность измерений, но и различные программы обработки сигналов на временных интервалах различной длины. Кроме того, в англоязычной литературе [7,8] принято считать основной единицей силы тяжести 1 мкм/сек^2 , которая в десять раз меньше привычного нам миллигала. Примером этому является программа Тиммена для вычисления притяжения Луны и Солнца [7], в которой значения силы тяжести даны в размерности 1 мкм/см^2 . Указанные особенности надо учитывать при обработке материалов.

Метеорные потоки ударяют по земной атмосфере, которая начинает колебаться. Плотность потока меняется во времени, поэтому амплитуды колебаний сейсмического и гравитационного полей тоже меняются. Трудно представить, что влияние прибрежных ударов волн будут иметь такие амплитуды, учитывая коэффициент затухания земной коры, упругие параметры которой достаточно хорошо известны и изучены.

Еще одним неудобством является представление измерений в банках хранения без указания цены деления приборов. Для силы тяжести этот вопрос решается следующим образом. На участках, где нет пульсаций и землетрясений, можно сравнить наблюдаемые и расчетные значения лунно-солнечных вариаций [7]. Коэффициент соотношения между ними достаточно стабилен. Но лучше всего использовать метод осреднения:

$$\delta g(t) = g_{\text{изм}}(t) - \sum_{-n}^n g_{\text{изм}}(t), \quad (1)$$

где $\delta g(t)$ - остаточная вариация силы тяжести после осреднения; $\sum_{-n}^n \Delta g_{\text{изм}}(t)$ - среднее значение вариации на интервале осреднения (-n, n). Интервал осреднения составляет несколько минут (1-5). Среднее значение остаточной вариации силы тяжести на таких интервалах осреднения практически не изменяет лунно-солнечную вариацию, а пульсации при наличии периода колебаний в 5 - 10 секунд полностью исчезают. Использование метода осреднения намного упрощает методику обработки. Кроме того, с исключением лунно-солнечных вариаций также исключается влияние атмосферного давления и температуры.

Изменение сейсмического поля во времени можно представить в виде

$$V_{\text{изм}}(t) = V_{\text{лсв}}(t) + V_{\text{нп}}(t) + C, \quad (2)$$

где $V_{\text{изм}}(t)$ - измеренные значения сейсмических данных; $V_{\text{лсв}}(t)$ - значения сейсмических колебаний за счет влияния градиента лунно-солнечных вариаций силы тяжести; $V_{\text{нп}}(t)$ - неприливная сейсмическая пульсация; C - постоянная.

С влиянием температуры на сейсмические колебания и гравиметрические измерения дело обстоит несколько иначе [4-8]. Хотя, если взять среднесуточные изменения температуры воздуха, то ее ход находится на данном отрезке времени со сдвигом по фазе относительно давления. Среднесуточный ход температуры определяется многокилометровой толщиной атмосферы [8]. Дневная температура изменяется в широком диапазоне (первые десятки метров по высоте), но это практически не влияет на измеренные значения. Температура измеряется на поверхности Земли и отражает состояние только приземного слоя воздуха.

$$\Delta V(t) = V_{\text{изм}}(t) - K^*(\partial g_{\text{лсв}}(t)/\partial t) \sim V_{\text{изм}}(t) - K^*(g_{\text{лсв}}(t+1) - g_{\text{лсв}}(t)), \quad (3)$$

где $\Delta V(t)$ - остаточная сейсмическая вариация; $\partial g_{\text{лсв}}(t)/\partial t$ и $(g_{\text{лсв}}(t+1) - g_{\text{лсв}}(t))$ - соответственно градиент лунно-солнечных вариаций силы тяжести и его численный аналог. Меняя величину коэффициента K легко получить оптимальный результат.

Начнём рассмотрение спектров пульсаций в различных пунктах Евразии. Были взяты гравиметрические и сейсмические наблюдения со станций ВФО (Шварцвальд, Германия) и Арти (Свердловская область). На станциях Арти и ВФО используется прибор LaCoste & Romberg. На станции ВФО дополнительно ведутся измерения на двухсферном сверхпроводящем гравиметре (GWR Dual Sphere Superconducting Gravimeter).

Сделаем замечание относительно проведения спектрального анализа. В качестве оценки принята амплитуда спектра, так как все остальные преобразования в какой-то мере подчеркивают лучше отдельные детали, но в целом амплитудный спектр содержит в себе все необходимые данные. Было использовано несколько программ для проведения спектрального анализа. Результаты все идентичны, если брать для анализа интервал одинаковой длины, так как везде используются формулы для быстрого преобразования Фурье. В итоге вычисления проведены по программе TSOFT [1], поскольку в ней можно использовать более длинный временной интервал наблюдений.

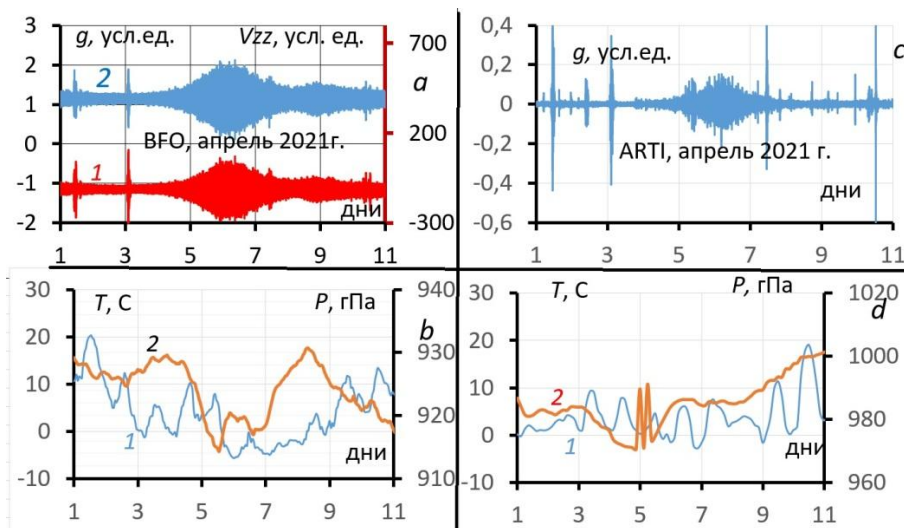


Рис. 1. Пульсации силы тяжести в апреле 2021 г: *a* - графики изменения силы тяжести (кривая 1) и её вертикального градиента (кривая 2) на станции ВФО (Германия); *b* - графики изменения температуры (кривая 1) и атмосферного давления (кривая 2); *c* - график изменения силы тяжести на станции ARTI (Россия); *d* – те обозначения, что на рис. 2 - *b*.

Рассмотрим поведение графиков силы тяжести на обеих станциях в первой декаде апреля 2021 г. (рис. 1, *a*, *c*). Пульсации гравитационного поля очень чётко выделяются в ВФО и в Арти. Ниже приведены графики температуры и атмосферного давления (рис. 2, *b*, *c*). Для Шварцвальда пульсация силы тяжести чётко совпадает с понижением давления и гравитационного поля. Следовательно, пульсация связана с ударом метеорного потока [2–6].

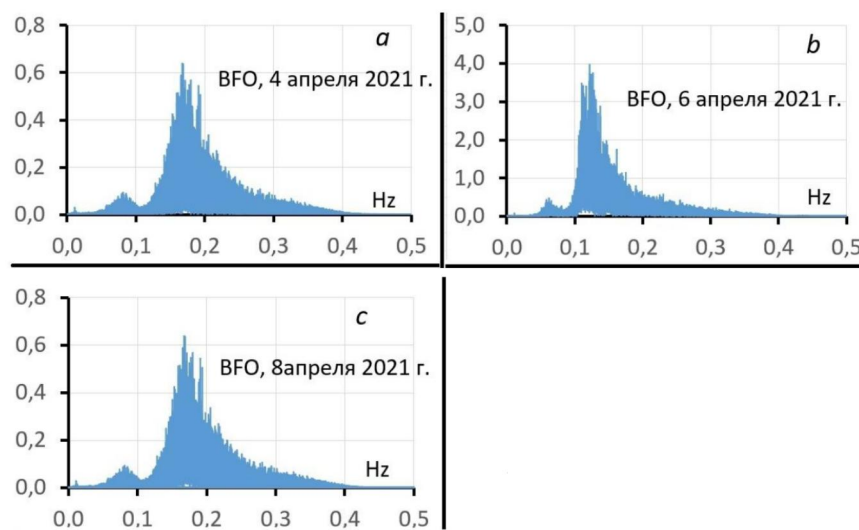


Рис. 2. Изменение спектров в зависимости от амплитуды пульсаций силы тяжести

На обеих станциях с интервалом в сутки вычислены спектры, которые оказались практически одинаковыми. На рис. 2 приведены спектры пульсации для ВФО. Амплитуды спектров пропорциональны амплитудам пульсаций. В самом начале перед пульсацией период колебаний составляет около 6 секунд, в центре увеличивается уже до 9 секунд, то есть здесь мы имеем дело со смещением максимума частоты. Видимо это смещение можно объяснить силой удара метеорного потока по атмосфере Земли. Чем сильнее удар, тем больше амплитуда колебаний и, соответственно, мы имеем дело с увеличением периода колебаний почти в 2 раза [8].

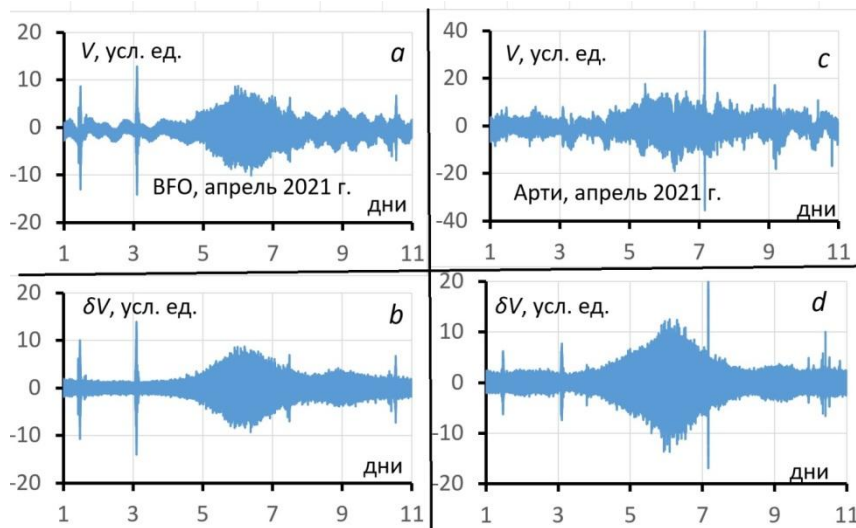


Рис. 3. Распределение измерений сейсмических данных на станциях BFO (*a*) и ARTI (*c*) в апреле 2021 г, где *b*, *d* – пульсации сейсмического поля после учета лунно-солнечных вариаций силы тяжести соответственно для BFO (*a*) и ARTI (*c*)

На обеих станциях с интервалом в сутки вычислены спектры, которые оказались практически одинаковыми. На рис. 2 приведены спектры пульсации для BFO. Амплитуды спектров пропорциональны амplitудам пульсаций. В самом начале перед пульсацией период колебаний составляет около 6 секунд, в центре увеличивается уже до 9 секунд, то есть здесь имеем дело со смещением максимума частоты. Видимо это смещение можно объяснить силой удара метеорного потока по атмосфере Земли. Чем сильнее удар, тем больше амплитуда колебаний и соответственно мы имеем дело с увеличением периода колебаний почти в 2 раза [8].

А теперь рассмотрим поведение сейсмического поля (рис. 4) для этих же станций. Исходные данные сейсмического поля представлены на рис.3, *a*, *c*. Ниже представлены эти же пульсации (рис.3, *b*, *d*), обработанные с учётом лунно-солнечных вариаций силы тяжести. Отметим, что после учета влияния лунно-солнечных вариаций графики сейсмических пульсаций становится более гладкими. Графики частот для Шварцвальда и Арти, представленные на рис. 4, практически одинаковы с графиками частот для пульсаций силы тяжести (рис. 2).

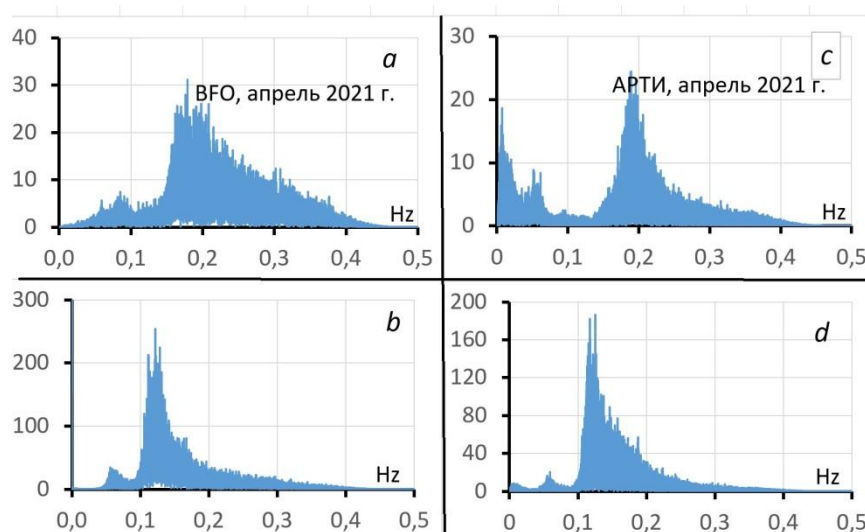


Рис. 4. Спектры сейсмического поля 4 и 6 апреля 2021 г. для станций BFO (*a*, *b*) и ARTI (*c*, *d*)

Заключение

Основной несущей частотой является частота с периодом 5 секунд, которая в отличие от других частот находится в прямой зависимости от изменения амплитуд сейсмогравитационных пульсаций. Это обстоятельство лишний раз свидетельствует о связи колебаний атмосферы с пульсациями сейсмогравитационного поля [7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов Ю.В. Пульсации неприливых сейсмогравитационных вариаций и возможные причины их возникновения // *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология*. 2022. №1. С. 59–66. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology.2022.1/9100>
2. Антонов Ю.В. Пульсации неприливых вариаций силы тяжести // *Геология и разведка. Изв. ВУЗов*. 2014. № 5. С. 54–57.
3. Антонов Ю.В., Сизаск И.А. Синхронные пульсации в неприливых вариациях гравитационного и сейсмического полей // *Геология и разведка. Изв. ВУЗ*. 2015. №5. С. 46–52.
4. Антонов Ю.В. Разделение неприливых вариаций силы тяжести на основе спектрального анализа и метода осреднения // *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология*. 2016. № 2. С. 100–106.
5. Антонов Ю.В. Влияние атмосферного фронта на показания гравиметров и сейсмометров // *Геология и разведка. Изв. ВУЗов*. 2017. №4. С. 66–71.
6. Антонов Ю.В., Антонова И.Ю. Сейсмогравитационные пульсации на Евразийском континенте // *Геология и разведка. Изв. ВУЗов*. 2019. №1. С. 61–66.
7. Timmen L., Wenzel H.-G. Worldwide synthetic gravity tide parameters available on Internet // *Bulletin d'information-Bureau gravimétrique international*. 1994. V. 75. P. 32–40.
8. Дикий Л.А. Теория колебаний земной атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 194 с.

УДК 929

Антонову Юрию Васильевичу – 85 лет

И.Ю. Антонова

antonovaiu@yandex.ru

Воронежский государственный университет, Воронеж, Российская Федерация

Annotation. Brief biography and scientific activity of VSU Professor, Doctor of Technical Sciences Antonov Yuri Vasilyevich, a leading specialist in the field of gravimetry.

Родился 9 апреля 1938 года в деревне Выголка Чернавского района Орловской области (ныне Долгоруковский район Липецкой области).

Эта деревня впервые упоминается в «Экономических примечаниях Елецкого уезда» 1778 года как «деревня Выголка, 12 дворов крестьян-однодворцев, на правом берегу реки Сосны». В основе названия – слово голый. Селение на голой, безлесной местности. В переписи населения 1926 года значится как центр сельсовета, 86 дворов, 409 жителей. [<https://ru.wikipedia.org/wiki/Выголка>] Сейчас населенный пункт почти обезлюдел и зарос деревьями и кустарником.



Вид на р. Быстрая Сосна, 2015 г

Учиться довелось в трех школах: 1-4 классы – 0,3 км от дома, 5-7 классы – 8 км, а 8-10 классы – 11 км.



С сестрами, 1952 г.

Закончил Стегаловскую среднюю школу в Долгоруковском районе в 1956 г.



Выпуск 10 А, 1956 г.

На дальнейшую перспективу было выбрано два приоритетных направления – астрономия и геология. И рассматривались только московские вузы. В 1956 г поступил в Московский геологоразведочный институт им. С. Орджоникидзе (МГРИ) на геологоразведочный факультет.



На ступеньках МГРИ

В 1958 году распоряжением министерства образования (стране нужны были специалисты) переведен на геофизический факультет и уже продолжил обучение как геофизик.

Учился легко и с интересом, самым лучшим временем считал сессию, потому что можно было выспаться.

После окончания института (1962 -1971 гг.) работал в Южной геофизической экспедиции Таджикского геологического управления сначала в должности инженера, потом старшего геофизика, начальника партии и главного геофизика. Занимался поиском нефти и газа, а также изучал глубинное строение региона. Были внедрены несколько рацпредложений по методике проведения высокоточной гравиметрической съемки и по обработке и интерпретации гравиметрических данных. В 1968 г защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук: «Методика интерпретации гравиразведочных данных в Юго-Западном Таджикистане», руководителем которой был Константин Евграфович Веселов. Там же, в Таджикистане, обзавелся семьей, а со временем решил переехать в центральную часть России. В 1971 году перешел работать в Воронежскую геофизическую экспедицию. В 1972 году зачислен старшим преподавателем по кафедре геофизических методов поисков и разведки Воронежского государственного университета.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Наряду с преподавательской работой занимался научной деятельностью, активно участвовал в научных семинарах, подготовил 7 кандидатов наук, был оппонентом на защите многих докторских и кандидатских диссертаций.



Совещание заведующих кафедрами.

В 1981 году защитил диссертацию на соискание ученой степени доктора технических наук: «Экстраполяция потенциальных полей и ее использование в разведочной геофизике». Руководил научными работами по измерению вертикального градиента силы тяжести. Вертикальным градиентом заинтересовался еще будучи студентом, на последней учебной практике в Бурятии. Измерения градиента были выполнены на ряде профилей над горными сооружениями: Памир, хребты Южного и Северного Тянь-Шаня, Кавказский хребет. А также проложен профиль через Русскую платформу: Алушта-Рязань. Проведены площадные съемки вертикального градиента по Воронежскому кристаллическому массиву и Южному Тянь-Шаню. Велись исследования по поиску алмазов в Якутии и Архангельской области. Кроме того, были проведены исследования по поиску бишофита и нефтяных структур в Волгоградской области. Проведены инженерно-геологические изыскания по Южному берегу Крыма и на Жигулёвской ГЭС. Итогом научной деятельности явились одна монография и более 250 научных статей.

В настоящее время ведутся исследования по лунно-солнечным и неприливным вариациям силы тяжести.

УДК.550.83

Подавление высокочастотной помехи с использованием технологии “GrAnM”

3.3. Арсанукаев

zaindy@mail.ru

Российский химико-технологический университет им. Д.И. Менделеева, Москва, Россия

The article considers a scheme for suppressing high-frequency interference in given values of the gravitational field and presents the results of calculations. The field values processed in this way are used further in the GrAnM technology to determine the area occupied by gravitating masses.

С использованием метода дискретных аппроксимаций автором, частично в соавторстве, была разработана технология, которая с использованием пакета программ “GrAnM” [1] позволяет дать решение важнейшей составляющей обратной задачи гравиметрии: определение контура области, занятой распределением масс тяготеющих тел. Физическое пространство (двумерное или трехмерное) в методе дискретных аппроксимаций заменяется сеточным пространством, непрерывное уравнение Лапласа описывающее поле тяжести вне возмущающих масс заменяется разностным уравнением; непрерывные функции, представляющие краевые условия, заменяются сеточными функциями [2]. В результате аппроксимации уравнение Лапласа редуцируется к некоторой системе линейных алгебраических уравнений. Системы решаются далее методом простой итерации. Устойчивость решения систем обеспечивается совместным использованием нескольких аппроксимаций уравнения Лапласа, что приводит к переопределенным системам линейных алгебраических уравнений. С помощью специально разработанной методики оценивается точность значений поля тяжести, полученных в нижнем полупространстве в результате аналитического продолжения измеренных на поверхности Земли значений поля посредством разностного уравнения Лапласа. В результате аналитического продолжения однозначно определяются особые точки поля, в которых производные гравитационного потенциала терпят разрывы первого или второго рода, т.е. либо скачкообразно меняются, либо обращаются в бесконечность. Особым точкам поля соответствуют особые точки самих поверхностей геологических тел, т.е. особенности сечения в виде резких изломов, угловых перегибов, разрывов и прочие неправильностей.

Проведенные многочисленные вычислительные эксперименты для тел с различной геометрией поверхности показали, что с высокой точностью определяются положение верхней кромки, особые точки возмущающих тел (при наличии), центр тяжести и в некоторых случаях положение нижней кромки и, таким образом, определяется контур области занятой гравитирующими массами. Очевидно, что качество интерпретационной картины в значительной степени определяется точностью значений поля, полученными в нижнем полупространстве в результате аналитического продолжения измеренных на поверхности Земли. В то же время заданные (измеренные) значения поля на поверхности Земли подвержены воздействию различных помех, связанных с ошибками измерений, ошибками округлений и т.п. Таким образом, проблема подавления помехи (фильтрации) во “входных” данных (заданных значениях поля) в рамках указанного подхода при решении обратной задачи представляется весьма важной.

Подавление помехи в заданных значениях поля в двумерном осуществляется следующим образом. Пусть p - число узлов на одном уровне (профиле), тогда заданные значения поля $U_S(x, z)$ ($U_S(x, z) = \frac{\partial V}{\partial z}$ – вертикальный градиент гравитационного потенциала в узлах сетки $x_S \in P_S$, где P_S - сеточная область в виде прямоугольника), осложненные высокочастотной помехой, образуют вектор f ; а искомые значения поля (отфильтрованные) в тех же узлах вектор u . Очевидно, что число компонент векторов f, u равно $M = p \cdot n$, где n - число уровней.

Задача обработки заданного вектора f ставится следующим образом: найти вектор y из решения условной экстремальной задачи:

$$\|y - f\|_E^2 = \min_y \quad (1)$$

$$By = 0 \quad (2)$$

Ограничение в виде линейных равенств $By = 0$ из (2) означает здесь, что искомые значения вектора y должны удовлетворять уравнению Лапласа. В данной схеме фильтрации рассматривались совместно 2 дискретные аппроксимации оператора Лапласа: «прямой крест» и «косой крест». Таким образом, матрица B будет иметь размерность $N \times M$, где очевидно $N = (p - 2)(n - 2)2$.

Условная экстремальная задача (1), (2) методом множителей Лагранжа редуцируется к семейству безусловных экстремальных задач, зависящих от вектора множителей Лагранжа λ (размерность λ равна N) [3]:

$$\|y - f\|^2 + 2(\lambda, By) = \min_y. \quad (3)$$

Уравнение Эйлера для (3) будет иметь вид:

$$2y - 3f + 2B^T \lambda = 0. \quad (4)$$

Из (4) следует, что имеет место соотношение

$$y = f - B^T \lambda, \quad (5)$$

и для нахождения N -вектора λ , учитывая (2), получаем уравнение

$$BB^T \lambda = Bf. \quad (6)$$

Указанная схема подавления помехи была реализована для модельного примера аномалиеобразующего тела в виде прямоугольного параллелепипеда, имеющего сечение 3.2×1.6 км и плотность 1 г/см^3 в условиях двумерной задачи (ось Oz направлена вниз, в направлении оси Oz протяженность тела бесконечна - «вертикальный пласт»). Заданные значения поля $\frac{\partial V}{\partial z}$ определялись в результате решения прямой задачи - для данного тела, как известно, она решается точно. Найденные значения располагались на 6 уровнях длиной 16 км, шаг сетки h принимался равным 0.2 км в направлении как оси Oz так и оси Ox . Заданный уровень помехи составлял $c^2 = \frac{\|\delta f\|_E^2}{\|f_\delta\|^2} = 10^{-3}$, где δf - вектор помехи, f_δ - заданный вектор значений поля, осложненный помехой. Матрица B здесь, очевидно, будет иметь размеры 632: $M = pn = 81 \cdot 6 = 486, N = 2(p - 2)(n - 2) = 2 \cdot 79 \cdot 4 = 632$

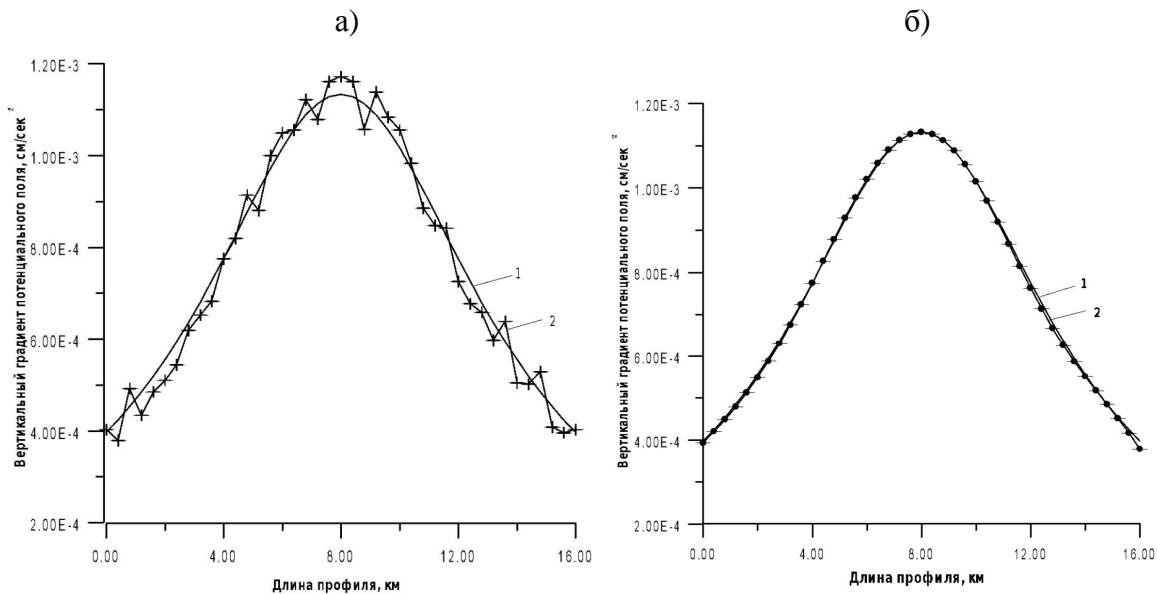


Рис. 1. Аномальные кривые заданных значений поля на высоте $z = -0.4$ км: а) до фильтрации 1 - точное решение прямой задачи; 2 - после осложнения помехой. б) после фильтрации 1 - точное решение прямой задачи; 2 - отфильтрованные

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Результаты расчетов (см. рис 1) свидетельствуют о том, что в результате использования указанной выше схемы обработки вектора, осложненного помехой, удается значительно снизить уровень высокочастотной помехи. Дальнейшие расчеты показали, что использование очищенных от помехи значений поля в качестве входных значений в задаче аналитического продолжения приводит к существенному улучшению результата по определению контура области, занятой гравитирующими массами.

Литература.

1. *Арсанукаев З.З., Арсанукаев И.З.* Программа аналитического продолжения заданных на поверхности Земли значений гравитационного поля в нижнее полупространство с использованием дискретных схем и решения систем линейных алгебраических уравнений больших порядков на модельных примерах. Свидетельство о государственной регистрации программ для ЭВМ (SOFT). #2015661026, 15 октября 2015 г.
2. *Страхов В.Н., Арсанукаев З.З.* Теория дискретного гравитационного поля (двухмерный вариант) и ее использование при решении задач гравиметрии. Материалы 28-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Екатеринбург, 28 января - 2 февраля 2002. В двух частях. Ч.II. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С.73-77.
3. *Крылов В.И., Бобков В.В., Монастырный П.И.* Вычислительные методы высшей математики, Том 2. Издательство “Вышайшая школа”, Минск 1975. С.672

УДК 550.832

Методологические аспекты оценки смещений, вызванных сдвиговыми деформациями, по данным потенциальных полей

А.Е. Асоков¹, Н.П. Сенчина²

n_senchina@inbox.ru

1 - ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

2 - Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

Faults identification is a standard objective of geophysical potential fields methods. Faults, reverse faults – tectonic discontinuous with vertical displacement - are well distinguished by the gravitational and magnetic fields as gradient zones or zones of a change in the nature of the field. Isolation of strike-slip faults is one of the most difficult tasks for potential field methods, since shears are manifested by a complex chain of anomalies of different signs in the zone of the fault itself, and by the displacement of the anomaly axes between the shifted blocks. The aim of this work is to propose such a transformation that could help to identify shear zones with the calculation of the displacement along the discontinuity. At the same time, the object of study in our work is only one feature of the shift – the actual displacement, without taking into account the formation of anomalies by the actual structures of the shift – pools, curtain folds and other things.

Выделение разрывных нарушений является стандартной задачей геофизических методов потенциальных полей. Сбросы, взбросы – разрывные нарушения с вертикальным смещением – хорошо выделяются по гравитационному и магнитному полям как градиентные зоны или зоны смены характера поля. Линеаменты для выделения таких зон хорошо трассируются как вручную, так и автоматически – собственно по полям или их трансформациям. Выделение сдвиговых нарушений - одна из самых сложных задач для методов потенциальных полей, так как сдвиги проявляются сложной цепочкой разнознаковых аномалий в зоне самого нарушения, и смещением осей аномалий между смещенными блоками. Задача настоящей работы – предложить такую трансформацию, которая могла бы помочь выделить зоны сдвига с вычислением смещения вдоль разрывного нарушения. При этом объектом изучения в нашей работе является только одна особенность сдвига – собственно смещение, без учета формирования аномалий собственно структурами сдвига – бассейнов, кулисных складок и прочего.

Описание методики расчета

Предлагаемый подход заключается в расчете взаимнокорреляционной функции в скользящем окне между параллельными профилями, которые ограничены размерами самого окна.

Размер окна задаётся перед началом расчёта и определяется масштабом изучаемых объектов и параметрами входных данных (гридов). Размеры скользящего окна задаются в количестве ячеек.

Взаимнокорреляционная функция определяется по формуле:

$$B(\tau) = \sum_{i=-\infty}^{i=+\infty} U_i V_{i-\tau},$$

где $U = \{u_{-\infty} \dots u_{-2}, u_{-1}, u_0, u_1, u_2 \dots u_{+\infty}\}$,

$V = \{v_{-\infty} \dots v_{-2}, v_{-1}, v_0, v_1, v_2 \dots v_{+\infty}\}$,

$B(\tau)$ - взаимнокорреляционная функция,

U_i – i -ый отсчёт сигнала U ,

V_i – i -ый отсчёт сигнала V ,

τ - величина смещения.

В качестве сигналов U и V используются два профиля, равные по длине размеру скользящего окна и находящиеся по разные стороны от точки расчёта.

В результате работы алгоритма будет получено 2 выходных «грида», первый из которых характеризует величину смещения по разрывному нарушению, а второй величину максимума ВКФ. Последний «грид» можно использовать для выделения зон сдвига и отбраковки полученных аномалий.

Рассмотрим для пояснения хода расчетов модель поля, состоящего из 10 ячеек по пикетам и 10 по профилям – всего 100.

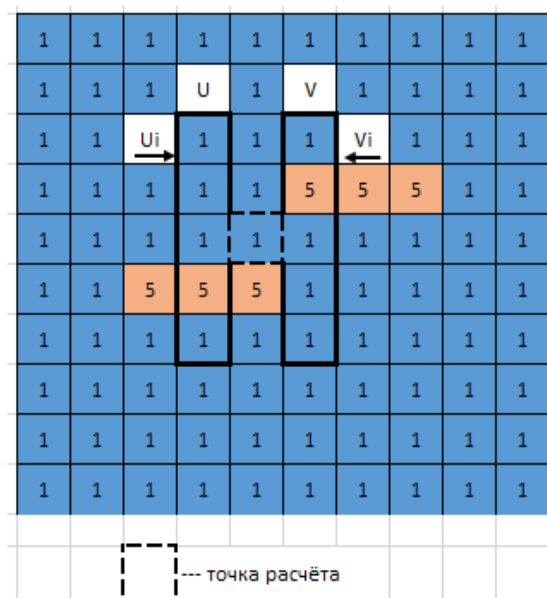


Рис. 1. Схема расчета коэффициента корреляции для одной из ячеек сетки 10 x 10

Выборка U – это один из профилей, принимаемый для расчёта взаимокорреляционной функции (ВКФ), состоящий из 5 клеточек для данной модели. Выборка V – это второй из профилей, принимаемый для расчёта ВКФ, также состоящий из 5 клеточек. Однако дискретные отсчёты с этого профиля снимаются с определённым смещением τ – аргументом ВКФ. Положение профилей U и V определяется относительно расчётной точки таким образом, что срединная точка профиля U находилась слева от точки расчёта, а срединная точка профиля V – справа от точки расчёта.

Для каждой точки расчёта рассчитывается ВКФ между профилями U и V , определяется её максимум и смещение τ , при котором этот максимум наблюдается (рис. 2).

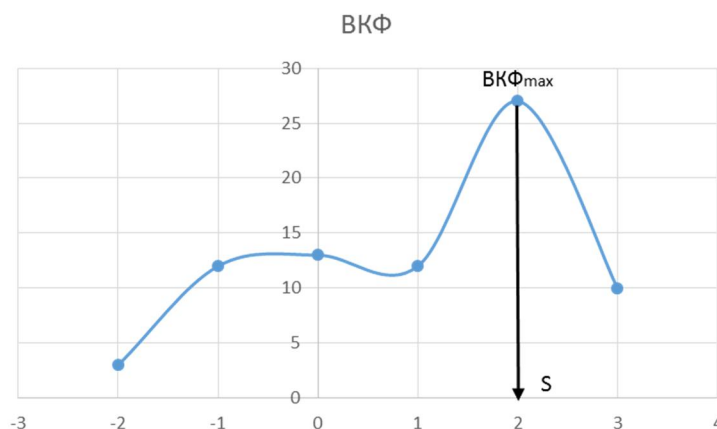


Рис. 2. Расчёт ВКФ для модели, представленной на рисунке 1

Для каждой точки расчёта записывается два параметра расчёта: $ВКФ_{max}$ и S (оно же τ), при котором наблюдается максимум.

Далее скользящее окно смещается на единицу вправо или вверх. Так происходит расчёт ВКФ для каждой точки исходного поля.

Если построить карту основного результата расчёта – величины сдвига, выделится зона по центру расчетной площадки – вдоль синтезированной зоны сдвига – со значениями 2, тогда как для остальной площадки - 0 (нет смещения).

0	0	0	0	2	2	0	0	0	0
0	0	0	0	2	2	0	0	0	0
0	0	0	0	2	2	0	0	0	0
0	0	0	0	2	2	0	0	0	0
0	0	0	0	2	2	0	0	0	0
0	0	0	0	2	2	0	0	0	0
0	0	0	0	2	2	0	0	0	0
0	0	0	0	2	2	0	0	0	0
0	0	0	0	2	2	0	0	0	0
0	0	0	0	2	2	0	0	0	0

Рис. 3. Результат расчета величины смещения для исходных данных, представленных на рисунке 1

Для данного максимально упрощенного случая сдвиг выделился верно, и есть целесообразность протестировать алгоритм на больших моделях.

На текущий момент выполнено тестирование на различных моделях, в данном случае представлен один из простейших примеров.

Тестирование алгоритма

Рассмотрим модель заложения аномального по плотности объекта, создающего положительную аномалию (5 усл.ед. при фоновых значениях – 1 усл.ед.) в однородной среде (рис.4), который в процессе развития был разбит двумя сдвигами меридионального простирания. Предполагается, что результаты применимы и к данным гравитационного, и к данным магнитного поля, поэтому в задаче рассмотрим условное потенциальное поле в условных же единицах.

Получено простое поле, в котором представлены синтезированные линейные аномалии широтного простирания со смещением в области координаты x, равной 10 и 16 км. Аномалии положительные, вдоль оси аномалий не меняющиеся. Смещение, имитирующее сдвиг, имеет меридиональное простирание – то есть это модель, максимально простая для интерпретации. Смещение реализовано в северном направлении (левосторонний сдвиг) на 4 км при x = 10 км и на 5 км при x = 16 км.

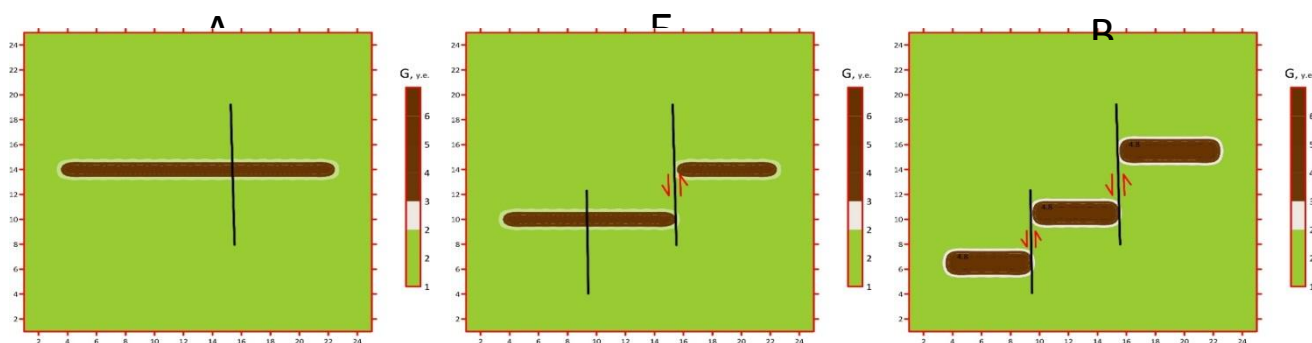


Рис. 4. Синтетическое «простое» поле для тестирования алгоритма идентификации сдвига

Далее к полю был добавлен малоамплитудный случайный шум в пределах от -2 до +2 усл. ед. Выполним расчет в соответствии с предлагаемой методикой. Результат описывается двумя параметрами – максимумом ВКФ и величиной смещения, при котором этот максимум достигается. Алгоритм сейчас развит достаточно слабо, это первые опробования методики, так что выборки берем, как показано на рисунке 1, – по

меридиональному направлению. В общем случае, в дальнейшем, необходимо перейти к перебору различных направлений.

На рисунке 5 показан результат расчёта по предложенному алгоритму. Слева – модельное поле с шумом, справа – результат расчёта смещения.

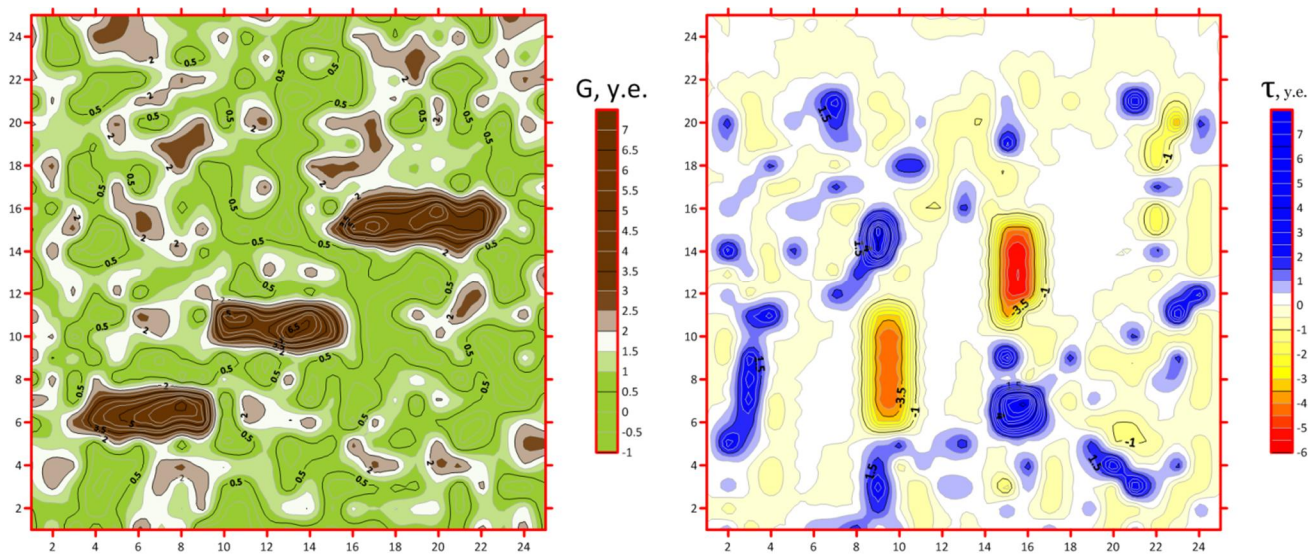


Рис. 5. Результат расчета смещения (справа) для модельного поля со случайным шумом (слева)

Смещение (рис.5, справа) определено в диапазоне от -6 до 7 км, две выраженных отрицательные аномалии идут вдоль сдвигов, которые требовалось выделить, также присутствует хаотичная картина в части, где сдвиг не предполагается. Так как хаотичное распределение смещений является проявлением помехи, не имеющей отношения к сдвигу, можно экранировать такие участки карты смещений картой максимума ВКФ (рис.6).

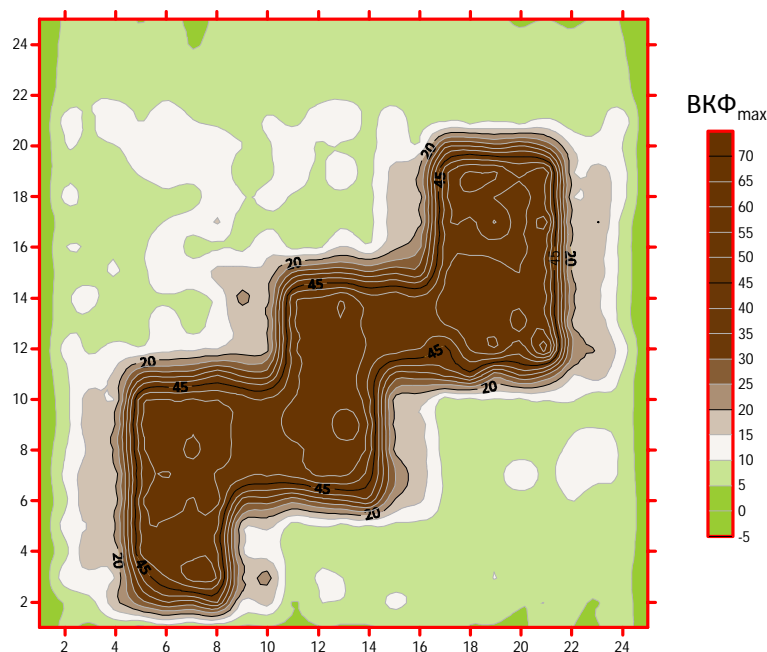


Рис. 6. Карта максимума ВКФ

Тогда видны ярко будут участки с хорошо прослеживаемой аномалией и выделится два ярких сдвига в области пикетов 10 и 16 км. Положительные значения смещений соответствуют правостороннему сдвигу, отрицательные – левостороннему.

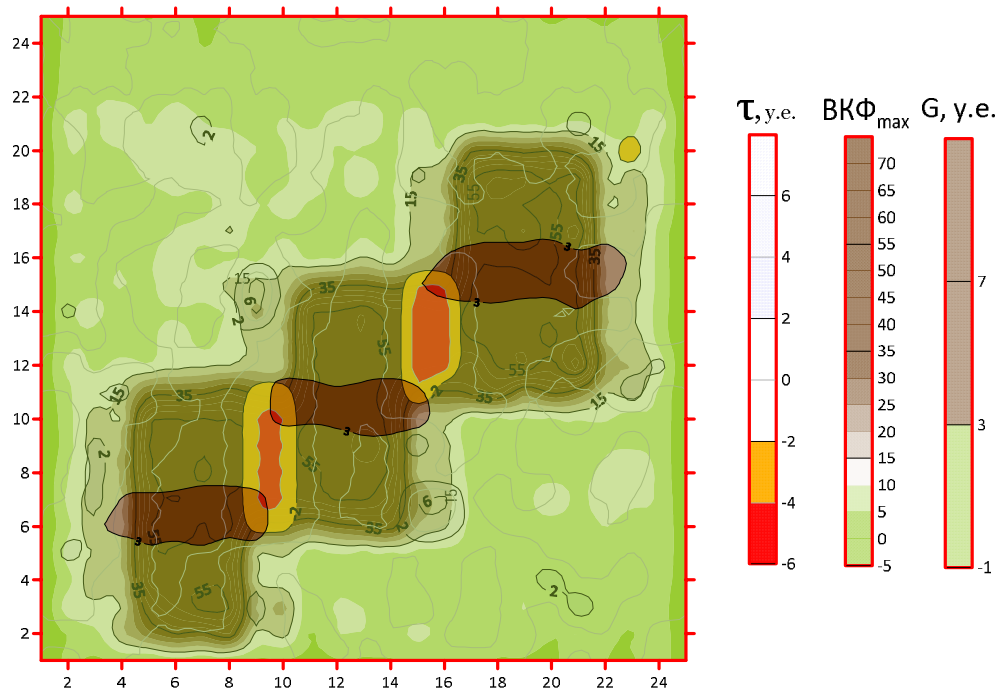


Рис. 7. Схема сводного результата – наложение карт исходной модели, максимума ФВК и смещения по сдвигам

На данном примере представлена методика расчета и пример результата в максимально упрощенных условиях. Показано, что алгоритм правильно выделяет зону сдвига и имеет смысл усовершенствование алгоритма для работы в более сложных условиях.

Заключение

В работе кратко описана схема реализации методики оценки горизонтальных смещений сдвиговой природы, показана работоспособность алгоритма на простом примере.

В дальнейшем планируется продолжить исследование, вычисляя трансформации, связанные с расчетом коэффициента корреляции, предложенные в системах КОСКАД 3D и ГИС INTEGRO (для сопоставления).

Наибольшие сложности в применении алгоритма, вероятно, заключаются в возможности наличия сдвигов произвольных направлений, при произвольном же направлении осей простираения основных аномалий (в текущем примере указанные направления ортогональны). Вероятно, что выделение реальных сдвигов будет также осложнено за счет формирования производных от сдвигов структур, - хребтов, бассейнов и систем разрывных нарушений. Тем не менее, работа представляется перспективной и имеющей прикладное значение.

УДК 550.31

Современная аэрогравиметрия в России: состояние, проблемы, перспективы развития

П.С. Бабаянц, Г.И. Бровкин, О.Р. Контарович, А.А. Трусов

babayants@aerogeo.ru

АО ГНПП «Аэрогеофизика», Москва, Россия

Производственные аэрогравиметрические съемки на территории России выполняются, начиная с 2000 года. За это время аэрогравиметрия показала себя, как один из наиболее динамично развивающихся методов разведочной геофизики: только на территории России и ее шельфа аэрогравиметрическими съемками различного масштаба покрыто более 3 000 000 кв. км. За прошедшие годы разработана и непрерывно совершенствуется методика аэрогравиметрических съемок различного целевого назначения, выполняемых в различных геолого-ландшафтных условиях.

Современная аэрогравиметрия представляет собой сложный технологический комплекс аппаратно-программных средств измерения, включая навигационное обеспечение; оригинальных методических приемов выполнения съемки; технологий и алгоритмов обработки данных. Лишь реализация всех перечисленных факторов в неразрывном единстве является залогом эффективной реализации современных возможностей аэрогравиметрической съемки.

Аппаратурные измерительные комплексы.

Практически все успехи аэрогравиметрии на территории России (в значительной мере – и в мире) связаны с использованием отечественных аэрогравиметров серии GT. Конструктивные особенности чувствительных элементов этих систем требуют использования гиростабилизированного основания, что предопределяет их повышенные массогабаритные характеристики и энергопотребление, и предъявляет довольно жесткие требования к используемым авианосителям. Еще одним важным их недостатком является относительно высокая чувствительность к аномальным ускорениям и эволюциям носителя, что накладывает определенные ограничения на методику съемки.

Существенным прорывом в области аппаратурных решений явилось внедрение в практику производственных работ платформенных аэрогравиметрических комплексов. Их важнейшим отличием является отсутствие необходимости в гиростабилизации, что позволило достичь значительного снижения массогабаритных характеристик и энергопотребления. Кроме того, такие измерительные системы характеризуются куда более высокой устойчивостью к аномальным ускорениям носителя.

Таким образом, их внедрение с одной стороны – допускает возможность использования более легких авианосителей, а с другой стороны – позволяет выполнение съемки с полным огибанием рельефа местности, что открывает возможности выполнения съемки на относительно малых высотах и комплексирования аэрогравиметрии с любыми другими аэрогеофизическими методами. Сравнительные характеристики двух измерительных систем приводятся в таблице 1 и проиллюстрированы на рис. 1.

Таблица 1 Сравнительные характеристики платформенного и бескарданного аэрогравиметров

	GT-2	iCorus
Динамический диапазон измерений, g	1	6
Габариты, мм	600 x 600 x 920	259 x 253 x 380
Масса, кг	162	22
Потребление, Вт	150	<150 / <25*
Время готовности к работе из выключенного состояния, ч	48	6

**вариант комплектации без внутренней термостабилизации*

Особенности методики съемки.

Принципиальной методической особенностью аэрогравиметрии является необходимость планирования вертикальной проводки наблюдений, обусловленная в первую очередь ограничениями на воздействующие на носитель вертикальные возмущающие ускорения для гиросtabilизированных комплексов. В этой связи аэрогравиметрическая съемка изначально выполнялась либо в горизонтальном полете (при съемках на акваториях, либо на слабо расчлененном рельефе), либо по специально рассчитанной гладкой поверхности, генерализованно огибающей рельеф площади съемки [1].

Эксперименты последних лет убедительно доказали возможность получения кондиционных аэрогравиметрических данных при съемке с полным обтеканием рельефа местности [2].

Особенности обработки данных.

Обработка аэрогравиметрических данных выполняется с использованием специализированного программного обеспечения, являющегося неотъемлемой частью аэрогравиметрического комплекса, и включает обработку навигационных данных и данных инерциальной системы, расчет профильных аномалий силы тяжести (в т.ч. с учетом влияния топографических масс), увязка маршрутов с исключением остаточного влияния ускорений носителя.

Учет влияния топографических масс в аэрогравиметрии осуществляется в радиусе до 200 км от границ площади съемки. Это предопределяет необходимость использования общедоступных цифровых моделей рельефа, в разных вариантах представленных в Интернете в свободном доступе. С одной стороны, наличие альтернативных моделей дает возможность подбора наиболее подходящей для выполненной съемки по пространственному разрешению и точности, но с другой стороны – оценить достоверность и качество таких моделей часто бывает затруднительно. Опыт использования различных моделей свидетельствует о необходимости верификации их данных, которая может быть выполнена либо в сопоставлении с данными наземных наблюдений (если такие выполнялись), либо с использованием данных фотограмметрии, включенной в качестве дополнительного метода в состав аэрогеофизического комплекса или выполняемой отдельно (в т.ч. с применением БПЛА).

Увязка маршрутов с исключением остаточного влияния ускорений носителя традиционно выполнялась с использованием специально разработанной для этой цели нашими специалистами процедуры AirGrid [3], фактически осуществляющей нелинейную фильтрацию данных (Рисунок 2 А). Наиболее перспективным, на наш взгляд, является решение указанной задачи с использованием истокообразных аппроксимаций [4]. Нашими специалистами разработаны два альтернативных подхода в этом направлении, в одном из которых используется модель эквивалентного слоя, геометрия которого согласована с особенностями морфологии поверхности [5] (Рисунок 2 Б), а в другом – два горизонта произвольно расположенных компактных источников (Рисунок 2 В).



Рисунок 1. Бескарданный (А) и платформенный аэрогравиметры в салоне самолета

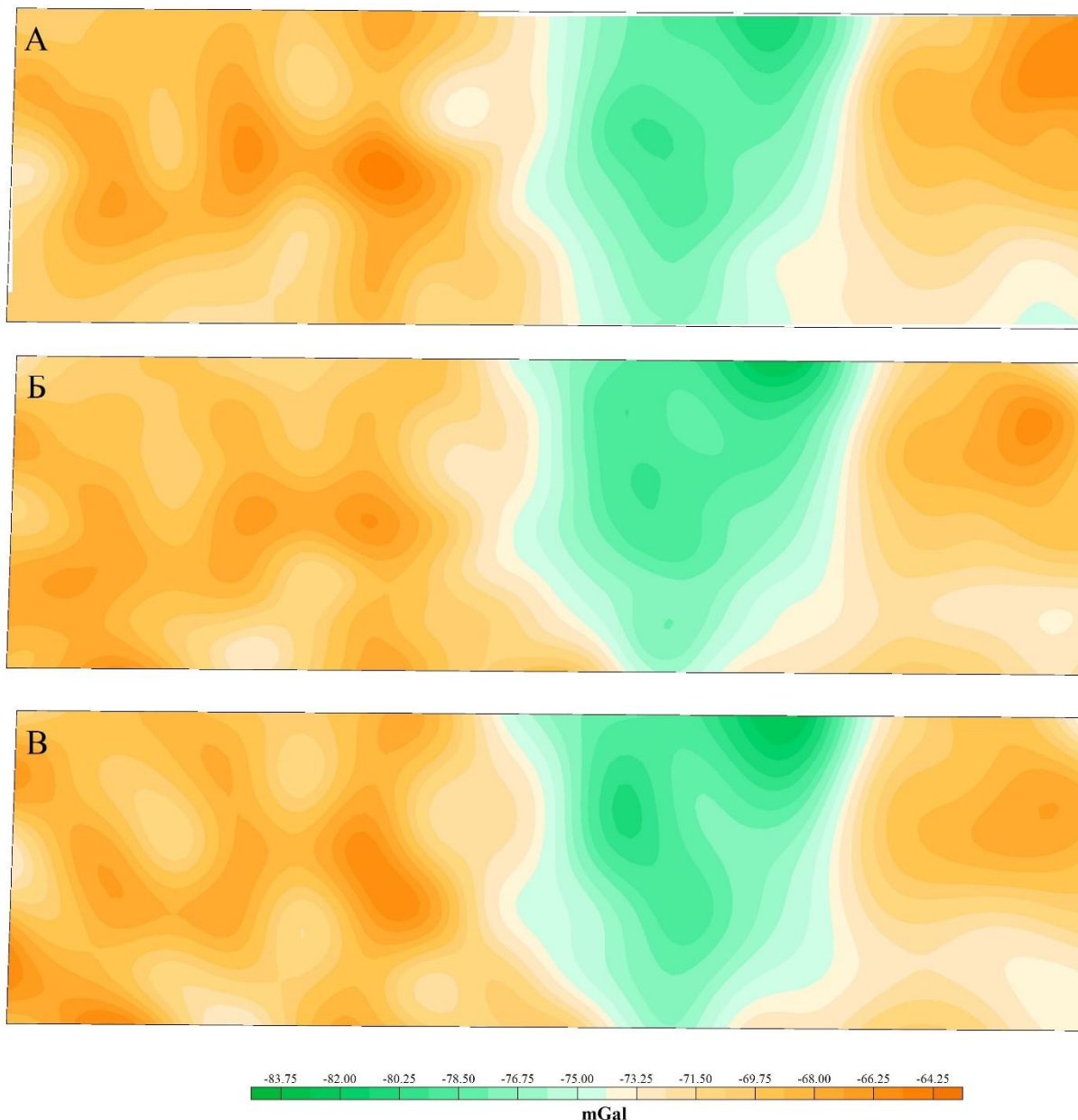


Рисунок 2 Пример обработки аэрогравиметрических данных различными методами: А – с использованием технологии Airgrid; Б – с применением истокообразной аппроксимации эквивалентным слоем; В – истокообразная аппроксимация с двумя слоями компактных источников

Оценка качества съемки.

Одной из важных проблем аэрогравиметрии является объективная оценка качества выполненной съемки [6]. Очевидно, что оценки расхождений, полученных на повторных маршрутах и в точках пересечения рядовых и опорных маршрутов, не могут в полной мере служить такой цели, т.к. содержат остаточные влияния ускорений носителя. Использование для сравнения двух независимых реализаций измерений также вызывает определенные вопросы, т.к. в конечном счете ведет к снижению пространственного разрешения съемки. Нами предлагается вариант оценки качества по повторным маршрутам после выполнения полной увязки данных с использованием каждый раз одного из пролетов.

Направления развития.

Перспективы развития современной аэрогравиметрии в России связаны в первую очередь с широким внедрением бескарданной измерительной аппаратуры в практику аэрогравиметрических съемок. Наиболее важными представляются следующие направления.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

1. Совершенствование измерительных средств и программного обеспечения в части обработки навигационных данных и данных инерциальной системы.
2. Совершенствование методики комплексных съемок с включением аэрогравиметрии, в т.ч. при выполнении среднемасштабных прогнозно-поисковых работ на твердые полезные ископаемые.
3. Разработка методики верификации цифровых моделей рельефа.
4. Развитие технологий истокообразных аппроксимаций для окончательной увязки данных и исключения остаточного влияния ускорений носителя.
5. Тестирование аэрогравиметрии с использованием легких авианосителей, включая БПЛА средней грузоподъемности и энерговооруженности.

Список литературы

1. Рекомендации по выполнению аэрогравиметрической съемки для создания современной геофизической основы Госгеолкарты 1000/3 и Госгеолкарты 200/2. ЗАО «ГНПП «Аэрогеофизика», М.: 2014.
2. Бровкин Г.И., Контарович О.Р., Голован А.А., Вязьмин В.С., Результаты первой в России аэрогравиметрической съемки с беспилотным гравиметром // Труды IV Международной геолого-геофизической конференции и выставки "ГеоЕвразия-2021. Геологоразведка в современных реалиях", 2021, Тверь, том 2, с.107-111.
3. Mogilevsky V., Kaplun D., Kontarovich O., Pavlov S. Airborne Gravity in Aerogeophysics Inc. // IAG Symposium on Terrestrial Gravimetry: static and mobile measurements, Saint Petersburg, 2010, p 42.
4. Бровкин Г.И., Булычев А.А. Учет остаточных возмущающих ускорений летательного аппарата при обработке данных аэрогравиметрической съемки // Геофизика. — 2017. — № 2. — С. 46–52.
5. Бровкин Г.И., Булычев А.А. Этапы переобработки ретроспективных данных аэрогравиметрической съемки // Геофизика. — 2021. — № 2. — С. 72-79.
6. Могилевский В.Е., Бровкин Г.И., Смирнов А.С., Прозорова Г.В. [2018]. Оценка погрешности данных аэрогравиметрической съемки. Мониторинг наука и технологии. Науки о Земле. №3 (36) 2018, 6-17.

УДК 528.27

Оценка гравитационно-деформированного состояния геологической среды сейсмогенных зон

Э.М. Багиров, А.Т. Исмаилова

baqi@mail.ru, ismailova@mail.ru

*Республиканский Центр Сейсмологической Службы при Национальной Академии Наук
Азербайджана, Баку, Азербайджанская Республика*

Summary. The experience of identifying stress-strain seismogenic zones based on geophysical data is considered. An assessment of the tense situation and seismic activity on the territory of the republic is given. The subject of research here is the variations and increment of the geomagnetic field strength, non-tidal variations of the gravitational field. Monitoring of spatial and temporal changes in the parameters of geophysical fields is carried out regularly in order to determine and study the nature of the manifestation of seismoanomalous effects in geophysical fields, as well as to assess the stress-strain state of seismogenic zones.

Введение. Проблема изучения и прогнозирования землетрясений остается актуальной на протяжении веков. Человечество всегда пыталось понять процессы возникновения разрушительных землетрясений в прошлом. Происшедшие за последние годы многочисленные природные катастрофы, в целом требуют разработки новой стратегии и тактики исследования современных геологических процессов. Одно из направлений исследований в этой области включает оценка напряженного состояния очагов деформации на основе комплексной интерпретации геофизических данных.

Дискретные гравимагнитометрические исследования позволили повторно уточнить напряженно-деформированное состояние геологической среды в районе исследований и эти районы были оценены как области накопления энергии геодинамических напряжений и возможности возникновения сильных землетрясений.

Геодинамические процессы бывают глобальными, региональными и локальными. Важной характеристикой геодинамических процессов является ее напряженно-деформированное состояние.

Изучение геофизических полей территории республики позволило выявить основные сейсмоактивные районы. Высокая сейсмичность связана с подвижками в активных частях глубинных разломов. Это юго-восточная часть Большого Кавказа, в основном Шамахинско-Исмаиллинская зона, а также Огузско-Габалинская и Шеки-Закатальская зоны [1]. Исследованы вариационные характеристики геофизических полей в сейсмогенных зонах, отслежена динамика изменения геофизических полей во времени и пространстве при подготовке и возникновении сейсмических событий с $m_l \geq 4$, выявлены сейсмоаномальные эффекты геофизического поля, анализировались амплитудно-частотные характеристики сейсмоаномального воздействия, период накопления геодинамической энергии и наблюдаемые характеристики.

Отмечено, что подавляющее большинство ощутимых, умеренных и даже слабых землетрясений, как правило, происходит в пределах напряженно-деформированных зон, определяемых по гравимагнитным данным.

Геолого-геофизическая характеристика исследуемого района. В геологическом строении в зоне сочленения южного склона Большого Кавказа со Средней Куринской депрессии принимают участие структурные элементы центрального Тфанского антиклинория, Закатало-Ковдагского синклинория, Вандамского антиклинория и наложенного Алазано-Агричайского прогиба. Последний в пределах рассматриваемой зоны, сильно расширяясь к северу, почти полностью перекрывает Вандамский антиклинорий [2, 3].

Тфанский антиклинорий протягивается узкой полосой вдоль северной окраины Закатальской зоны. В пределах зоны он характеризуется значительным усложнением структуры южного крыла западного продолжения Базардюзинского антиклинория и

появлением новых поднятий нижних горизонтов аалена, а в отдельных случаях и тоара. Здесь Э. Ш. Шихалибейли выделил самостоятельный Сарыбашский антиклинорий, в поперечном сечении которого выделяются два крупные антиклиналы Аттагайская и Сувагильская. Далее на западе они сменяются Кехнамейданским и Карабчайским поднятиями, южнее появляется третье Гюмбулчайское поднятие, составляющее новую достаточно протяженную единую структурную зону. На рассматриваемом отрезке Тфанский антиклинорий осложнен Главнокавказским разломом-надвигом, по которому отделяются северная высокоприподнятая часть крыла от его южной части, существенно различающиеся по возрасту отложений и морфологии складчатой структуры.

К югу от Тфанского антиклинория расположен Закатало-Ковдагский синклинорий. Это крупная зона прогибания протягивается от западной границы Азербайджана до Апшеронского полуострова, зарождаясь в бассейне р. Белоканчай в виде узкого прогиба, выполненного валанжином, смятым в мелкие складки, синклинорий постепенно раскрывается к востоку, разрез его пополняется более молодыми отложениями неокома. Северная граница прогиба фиксируется надвигом между юрой и мелом, обуславливающим интенсивное смятие неокома в мелкие складки и их опрокидывание на юг.

В Закатальской зоне прогиб представляется в виде единого жесткого блока, в пределах которого и процессе опускания толща неокома испытала общее смятие, выразившееся в образовании интенсивно сжатых мелких изоклинальных складок. Синклинальное строение прогиба отчетливо рисуется с появлением отложений готерива, а затем баррема.

Методы исследований. Комплексные геофизические исследования, проводимые на Балаканско-Габалинском геодинамическом диапазоне, охватывающие район юго-восточного склона Большого Кавказского антиклинория, входящего в число самых высоких сейсмических зон Азербайджана являются наиболее перспективными в плане выявления предвестников землетрясений.

Методика проведения полевых гравиметрических наблюдений определяется с требованиями выявления субъективных факторов и других факторов, влияющих на микросейсмичность, точность и достоверность наблюдений [4, 5].

Полигон охватывает режимными прогностическими наблюдениями несколько зон очагов землетрясений: Шемахинскую, Исмаиллинскую, Огузскую, Шекинскую, Закатальскую, Агдашскую.

Целью повторных гравиметрических измерений, проводимых на Балаканско-Габалинском гравиметрическом полигоне, является обнаружение и определение сейсмоаномальных вариаций в неприливных вариациях относительной силы тяжести в сейсмоактивных зонах данного района [6, 7].

Для полевых гравиметрических наблюдений использовались канадские CG-5 AutoGrav гравиметры. Эти устройства позволяют обнаруживать изменения силы тяжести на предполагаемых полигонах при повторных гравиметрических измерениях. Работа предполагает использование высокоточных гравиметров в пунктах долговременного наблюдения на исследовательских полигонах.

На рис. 1 показаны как дискретные, так и стационарные точки гравиметрического наблюдения на Балаканско-Габалинском геодинамическом полигоне.

Обсуждение результатов. На основе гравиметрических измерений на южном склоне Большого Кавказа составлены карты гравитационного поля в формате 2D и 3D. На гравиметрической карте 2D аномальное гравитационное поле наблюдается в северо-восточной части Исмаиллинского района (рис. 2).

Характер изменения силы тяжести между пунктами наблюдения во времени отражается в районах Габалы, Исмаиллы и Шемахи на полигоне. Аномальные области, расположенные в аналогичном порядке, разделяются по направлению Шеки. Считается, что эти аномальные области являются результатом интрузивной массы [8, 9, 10].



Рис.1. Сеть гравиметрических опорных пунктов на исследуемом геодинамическом полигоне

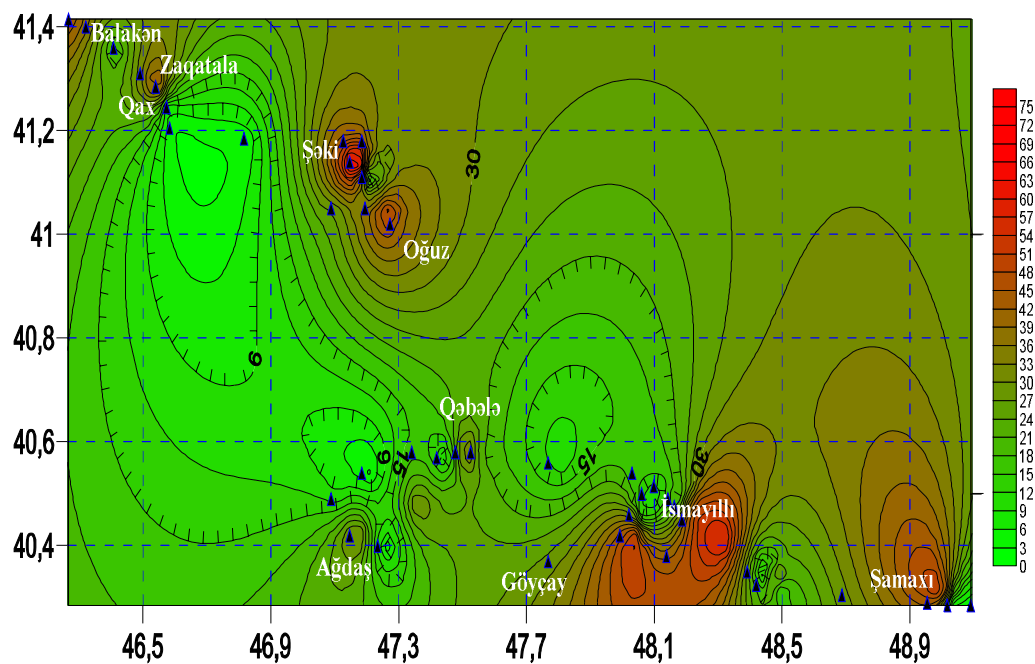


Рис.2. Карта изоаномалий гравитационного поля южного склона Большого Кавказа

На рис. 3 показаны аномальные зоны, сопровождающиеся увеличением значения Δg в сейсмогенных зонах Габалы, Исмаиллы и Шамахи на карте изоаномалий гравитационного поля в формате 2D.

Как видно из карты изоаномалий гравитационного поля на рисунке 3, основные изменения произошли в Исмаиллинском и Шамахинском районах. Интенсивность возросла на указанных участках и местами более выражена в Исмаиллинско-Карамарьямской сейсмогенной зоне. Так, как удельный вес на общей области колеблется в пределах 0,002-

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

0,051 мгал, в Исмаиллинском районе 0,018-0,050 мгал, а в Шамахинском районе 0,010-0,040 мгал.

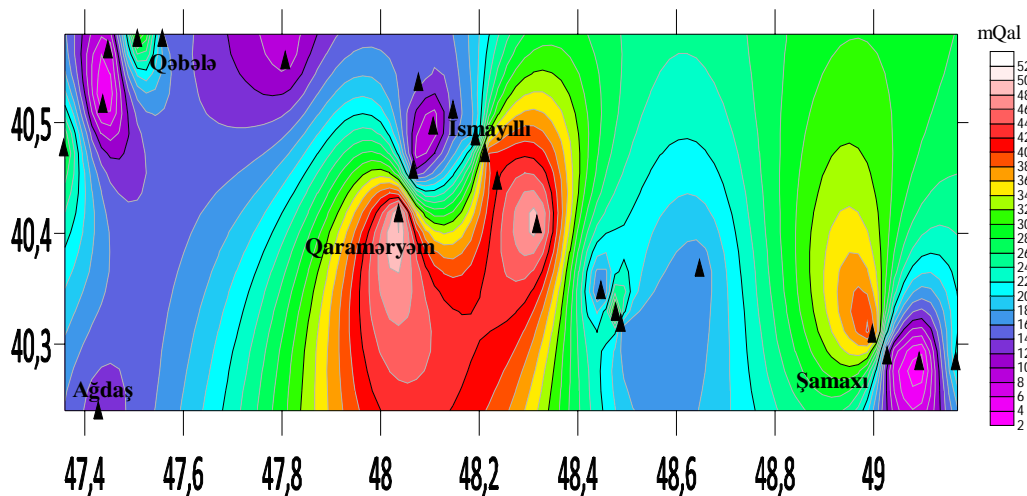


Рис. 3. Карта изоаномалий гравитационного поля на Шеки-Шемахинском геодинамическом полигоне.

Области, охваченные указанным увеличением, визуально описываются трехмерной графикой (рис. 4). Итак, это подтверждение изменений в описанной карте.

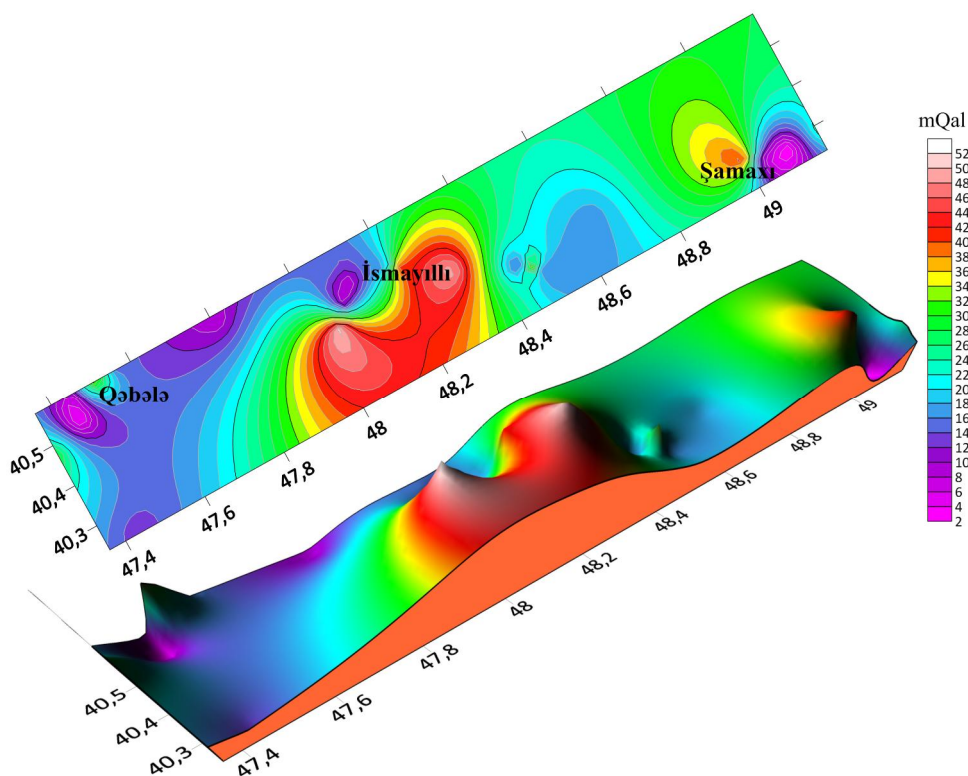


Рис. 4. Интенсивный рост гравитационного поля в сейсмогенных зонах в формате 3D.

Выводы:

По аномальным изменениям гравитационного полей на южном склоне Большого Кавказа (в Балаканско-Габалинском геодинамическом диапазоне) выделены зоны напряженно-деформированного состояния, ограниченные отдельными участками поперечных и продольных глубинных разломов. Это Шеки-Закатальская, Шамахинско-Исмаиллинской и Айдынбулаг-Агдашская зоны. Накопление и сброс избыточных упругих напряжений здесь приводят к проявлению высокой сейсмической активности в этих зонах, что подтверждается результатами сейсмологических наблюдений.

Таким образом, на основе гравиметрических данных, оценивая динамику роста силы тяжести на площади, можно было сделать долгосрочный прогноз сейсмической активности в регионе о напряженно-деформированном состоянии сейсмогенной зоны. Проведенные исследования позволяют предположить, что в пределах сейсмогенной зоны продолжают процессы перераспределения и сжатия глубинных массивов горных пород.

Литература

1. Агамирзоев Р.А. Сейсмо тектоника азербайджанской части Большого Кавказа, НАНА, Баку, «Элм», 1987 г., с.123.
2. Шихалибейли Э.Ш. Некоторые проблемные вопросы геологического строения и тектоники Азербайджана. Баку. Элм.1996.215с.
3. Кенгерли Т.Н., Алиев Ф.А., Алиев А.М., Казымова С.Э., Сафаров Р.Т., Вахабов У.Г. Современная структура и активная тектоника южного склона Большого Кавказа в пределах Азербайджана (междуречье рр. Мазымчай и Пирсаат). ANAS Transactions. Earth Sciences 2018.
4. Рзаев А.Г., Етирмишли Г. Дж., Казымова С.Э. Отражение геодинамического режима в вариациях напряженности геомагнитного поля (на примере южного склона Большого Кавказа)// Известия. Науки о земле. Баку. 2013.
5. Метакса Х.П., Рзаев А.Г. Геомагнитные исследования на Шеки-Шемахинском прогностическом полигоне. Тезисы VI докладов республиканской конференции геофизиков Азербайджана. Баку, Изд. АЗНТОНГП, 1982.
6. Рзаев А.Г. Сейсмопрогностические исследования. В кн. «Геология Азербайджана». //Физика Земли. т.V. изд. «Nafta-Press». Баку. С.23-35.
7. Rzayev A.Q., Mammedli T.Ya. Seismicity across Azerbaijan territory and seismomagnetic effects in geomagnetic field stress. Geophysics news in Azerbaijan. № 4, p. 49-52, Baku. 2005.
8. Исмаилова А.Т. Оценка напряженного состояния очагов деформации на Балаканско-Габалинском геодинамическом полигоне на территории Азербайджанской Республики. Международный научно-исследовательский журнал. №8(122), 17 август 2022. Екатеринбург. ISSN 2227-6017 Online DOI: <https://doi.org/10.23670/IRJ 2022.122.62>
9. Исмаилова А.Т. The Assessment of active geodynamic processes by gravimagnetic method (The Republic of Azerbaijan, the southern zone of big Caucasus) VI-International European Conference on interdisciplinary scientific research. August 26-27, 2022/Bucharest, Romania FULL TEXTS BOOK. Issued: 20.09.2022. P. 567-565.
10. Отчет о гравимагнитометрических и геодинамических научно-исследовательских работах, выполненных Геофизическим отделом РЦСС НАНА в 2021 году. Баку. Научный фонд РЦСС.

УДК: 523.42:551

Вариации толщины коры Венеры для различных реологических моделей планеты

А.В. Батов^{1,2}, Т.В. Гудкова²

batov@ipu.ru, gudkova@ifz.ru

1 - Институт проблем управления им. В.А. Трапезникова РАН, Москва, Россия

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

We have developed crustal model for Venus based on observational data: topography and gravitational field. Different rheological structure of the planet is considered. The static method is applied for modelling. This method takes into account the deformation of the planet under loads.

Вопрос о толщине коры Венеры остается дискуссионным. Оценки модельной средней толщины коры Венеры варьируются в диапазоне 25-70 км. Толщина коры Венеры, полученная из интерпретации данных топографии и гравитационного поля, а также моделей тепловой эволюции составляет 15-35 км [1]. Толщина коры равная 60-70 км [2], может быть объяснена тем, что в базальтах на этой глубине происходит фазовый переход базальт-эклогит, который и может служить верхним пределом для толщины коры. Авторы публикаций [3-5] принимали значение толщины коры равным 25-30 км. Толщина коры на Венере коррелирует с топографическими структурами: тонкая кора определяется под равнинами и толстая кора под поднятиями. Максимальная толщина в 90 км получена под горами Максвелла и Землей Иштар [6].

В данной работе определение толщины коры Венеры основано на данных топографии и гравитационного поля. Моделирование выполняется методом чисел Лява, при этом учитывается подстройка недр к нагрузкам на поверхности и внутри планеты. Источниками аномального гравитационного поля являются распределенные некоторым образом на поверхности и в недрах планеты аномалии плотности $\delta\rho(r, \varphi, \lambda)$, которые обычно задаются в виде бесконечно тонкого сферического слоя радиуса r :

$$\delta\rho(r, \varphi, \lambda) = \sum_{i,n,m} R_{inm}(r) Y_{inm}(\varphi, \lambda) = \sum_{i=1}^2 \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n R_{inm}(r) Y_{inm}(\varphi, \lambda),$$

где

$$Y_{inm}(\varphi, \lambda) = P_{nm}(\sin \varphi) \begin{cases} \cos(m\varphi), & i = 1 \\ \sin(m\varphi), & i = 2 \end{cases}$$

P_{nm} – присоединенные полиномы Лежандра, φ и λ – широта и долгота, соответственно, и амплитуды аномальных волн плотности R_{inm} имеют размерность $[M L^{-2}]$.

Для определенности задачи надо принять следующее допущение: имеется два уровня сосредоточения аномальных масс – поверхность $r = R$ и граница кора-мантия $r = R_1 = R - l$, где l – толщина коры. Теория техники для учета подстройки недр планеты к аномальным массам в недрах планеты в рамках интерпретации внешнего гравитационного поля (техника нагрузочных коэффициентов) подробно изложена в работах [7-10].

Аномальный слой, который действует на планету как нагрузка, приводит к дополнительному возмущению потенциала:

$$\Delta V = 4\pi GR \sum_{inm} \left(\frac{r}{R}\right)^{n+2} \frac{R_{inm}(r)(1 + k_n(r))}{2n + 1} Y_{inm}(\varphi, \lambda),$$

где G – гравитационная постоянная, R – средний радиус планеты, $k_n(r)$ – нагрузочные числа порядка n для заглубленной на глубине r аномалии плотности.

Деформация планеты $D(\varphi, \lambda)$ под действием нагрузки $\delta\rho(r, \varphi, \lambda)$, связана с нагрузочными числами h_n :

$$D = \frac{4\pi GR}{g_0} \sum_{inn} \left(\frac{r}{R}\right)^{n+2} \frac{R_{inn}(r)(1 + h_n(r))}{2n + 1} Y_{inn}(\varphi, \lambda),$$

где g_0 – гравитационное ускорение на поверхности планеты.

Планета моделируется как упругое самогравитирующее тело, с зависящими от радиуса плотностью, модулем сжатия и модулем сдвига, находящееся под действием возмущающей нагрузки. Возмущающей нагрузкой являются аномалии плотности на поверхности планеты (вес рельефа планеты, отсчитанного от эквипотенциальной поверхности) и на границе кора-мантия (заглубленные аномалии) (Рис. 1). Тем самым эти аномальные массы представляют собой утолщение или утонение коры на поверхности и границе кора-мантия.

Для расчета нагрузочных коэффициентов решается система уравнений, в которую входят:

- 1) уравнение равновесия деформированного (упругого тела) при наличии объемных сил F ,
- 2) уравнение Пуассона, связывающее аномальный гравитационный потенциал с распределением плотности,
- 3) реологическое уравнение, дающее соотношение между напряжением и смещениями (закон Гука для идеально упругой и изотропной среды).

Амплитуды нагрузок $R_{inn}^1(\varphi, \lambda)$, $R_{inn}^2(\varphi, \lambda)$ (коэффициенты разложения по сферическим функциям аномальных волн плотности на поверхности R , и на границе кора-мантия R_1 , соответственно) подбираются так, чтобы удовлетворить данным топографии C_{tinm} и гравитационного поля планеты C_{ginm} (отсчитываемым от референсной равновесной поверхности), которые представлены в виде разложения в ряд по сферическим функциям:

$$C_{ginm} = \frac{R_{inn}^1(\varphi, \lambda)}{R\rho_0} \frac{3(1 + k_n(R))}{(2n + 1)} + \frac{R_{inn}^2(\varphi, \lambda)}{R\rho_0} \frac{3(1 + k_n(R_1))}{(2n + 1)} \left(\frac{R_1}{R}\right)^{n+2}$$

$$C_{tinm} = \frac{R_{inn}^1(\varphi, \lambda)}{R\rho_c} + \frac{R_{inn}^1(\varphi, \lambda)}{R\rho_0} \frac{3h_n(R)}{(2n + 1)} + \frac{R_{inn}^2(\varphi, \lambda)}{R\rho_0} \frac{3h_n(R_1)}{(2n + 1)} \left(\frac{R_1}{R}\right)^{n+2}$$

где ρ_0 и ρ_c – средняя плотность Марса и плотность коры.

Данные о реологическом строении Венеры отсутствуют. Для исследования рассматриваются чисто упругая модель, и модели с толщиной литосферы разной толщины (см., напр., [11]).

Данные гравитационного поля и топографии планеты, представленные в виде разложения гравитационного потенциала и высот рельефа относительно центра масс по нормализованным сферическим функциям, можно найти на сайте Системы Планетных данных (<http://pds-geosciences.wustl.edu>). Мы используем данные топографии (модель SHTJV360u, [12]) и данные гравитационного поля (модель SHGJ180u, [13]), учитывая гармоники только до 70-й степени и порядка, так как корреляция между гравитационным полем и топографией резко убывает для гармоник выше 70 [14]. За референсную поверхность Венеры принимается поверхность эффективно равновесной Венеры [15].

Толщина коры Венеры для модели со средней толщиной коры 30 км и толщиной литосферы 300 км представлена на рис. 2. Поскольку толщина коры намного меньше радиуса планеты, то определение C_{tinm}^{topo} слабо зависит от выбора толщины коры для длинноволновой части спектра. Из рисунка видно, что кора Венеры изостатически скомпенсирована, в районе низменностей кора тоньше, а в районе возвышенностей наблюдается ее утолщение (корни поднятий Земли Иштар, Земли Афродиты, область Овды, Тефии и некоторых других). Эти

результаты согласуются с выводами [16], где отмечено, что если сравнить области с толстой корой, рассчитанными в предположении изостазии, с распределением высокогорных плато и тессер, то можно увидеть корреляцию. Максимальная глубина границы кора-мантия под горами Максвелла и Землей Иштар, составляет более 90 км, так же как в работе [6]. Варьируя толщину литосферы мы исследовали изменения толщины коры Венеры под различными структурами. На рис. 2 показана разница между моделями с толщиной литосферы 100 и 300 км.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-22-00074, <https://rscf.ru/project/23-22-00074/>.

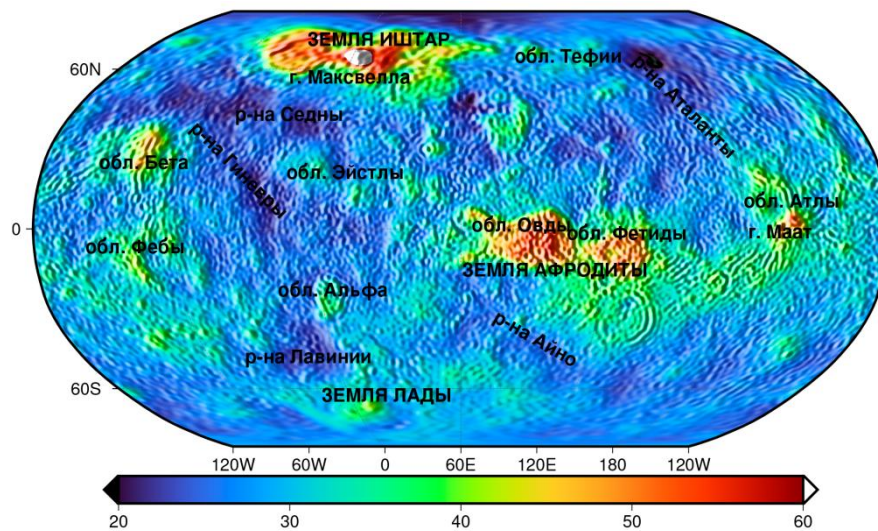


Рис. 1. Модельная толщина коры Венеры для модели со средней толщиной коры 30 км, толщиной литосферы 300 км, средней плотностью коры 2800 кг/м^3 и скачке плотности 500 кг/м^3 . За центр проекции выбран меридиан 60° . Для наглядности области с толщиной коры более 60 км обозначены белым цветом.

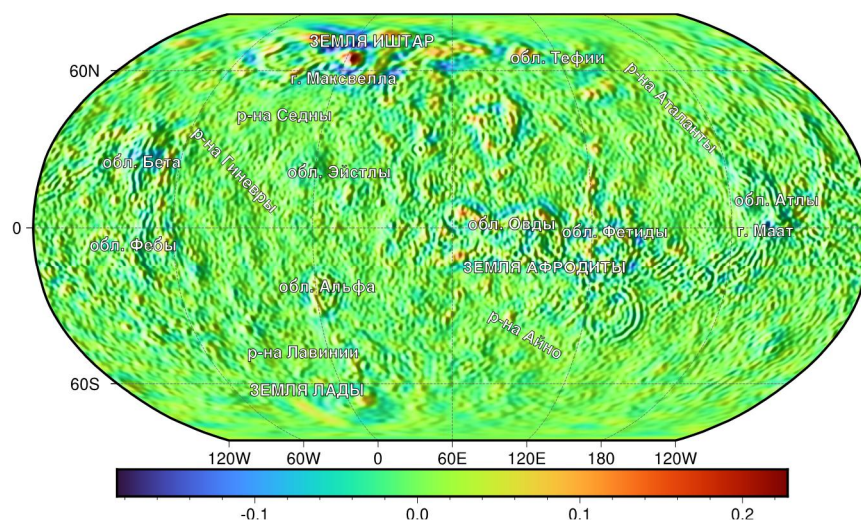


Рис. 2. Разница между моделями с толщиной литосферы 300 км и 100 км.

Список литературы

1. Wiczeorek M.A. Gravity and topography of the terrestrial planets. // Spohn, T. (Ed.). Treatise on geophysics. Planets and Moons. 2015. V.10. Elsevier, Amsterdam pp.153-193.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

2. Dumoulin C., Tobie G., Verhoeven O., Rambaux N. Tidal constraints on the interior of Venus // *Journal of Geophysical Research: Planets*. 2017. V. 122(6). P. 1338–1352.
3. Jimenez-Dìaz, A., Ruiz J., Kirby J.F., Romeo I., Tejero R., Capote R. Lithospheric structure of Venus from gravity and topography // *Icarus*. 2005. V.260. P. 215-231.
4. O'Rourke J.G., Korenaga J. Thermal evolution of Venus with argon degassing // *Icarus*. 2015. V. 260. P.128-140.
5. Yang A., Huang J., Wei D. Separation of dynamic and isostatic components of the Venusian gravity and topography and determination of the crustal thickness of Venus // *Planetary and Space Science*. 2016. V.129. P.24–31.
6. Zampa L.S., Tenzer R., Eshagh M., Pitonak M. Evidence of mantle upwelling / downwelling and localized subduction on Venus from the body-force vector analysis // *Planetary and Space Science*. 2018. V.157. P.48-62.
7. Марченков К.И., Любимов В.М., Жарков В.Н. Расчет нагрузочных коэффициентов для заглубленных аномалий плотности // *Докл. АН СССР*. 1984. Т.15. № 2. С.583-586.
8. Жарков В.Н., Марченков К.И., Любимов В.М. О длинноволновых касательных напряжениях в литосфере и мантии Венеры // *Астрон. Вестник*. 1986. Т.20. № 3. С. 202–211.
9. Жарков В.Н., Марченков К.И. О корреляции касательных напряжениях в литосфере Венеры с поверхностными структурами // *Астрон. Вестник*. 1987. Т.21.№ 2. С. 170-175.
10. Марченков К.И., Жарков В.Н. О рельефе границы кора-мантия и напряжениях растяжения-сжатия в коре Венеры // *Письма в Астрон. журнал*. 1989. Т.15. № 2. С. 182–190.
11. Менщикова Т.И., Гудкова Т.В. Нагрузочные числа Лява для различных моделей неоднородной упругости Венеры // *Геофизические исследования*. 2021, Т. 22. № 4. С. 24-42.
12. Rappaport N. J., Konopliv A. S., Kucinskis A. B. An improved 360 degree and order model of Venus topography // *Icarus*. 1999. V.139. P. 19–31.
13. Konopliv A.S., Banerdt W.B., Sjogren W.L. Venus gravity:180th degree and order model // *Icarus*. 1999. V. 139. P. 3–18.
14. Менщикова Т.И., Гудкова Т.В., Жарков В.Н. Анализ данных топографии и гравитационного поля землеподобной Венеры // *Астрон. Вестник*. 2021. Т.55. № 1 С. 13–21.
15. Жарков В.Н., Гудкова Т.В. О параметрах землеподобной модели Венеры // *Астрон. Вестник*. 2019. Т.53. № 1 С. 3–6.
16. Ivanov M.A., Head J.W. Global geological map of Venus // *Planetary and Space Science*. 2011. V. 59(13), P. 1559–1600.

УДК 550.8.052. 550.831.23. 550.812.14

Некоторые аспекты изучения низкочастотных колебаний гравиметра ГНУ-КВ для решения ряда геофизических задач

А.П. Белов¹, А.М. Ерохин², А.М. Лобанов¹, А.Р. Мухаметзянов¹

econg3@yandex.ru, erokhin_am@petroviser.ru, lobannet@mail.ru, amir@mgri.ru

1 - Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго

Орджоникидзе (МГРИ), Москва, Россия

2 - ООО «Петровайзер», Тверь, Россия

Abstract

Background. The sensitive element of the Russian domestic GNU-KV gravimeter is a low-frequency vertical seismograph of B.B. Golitsyn, which surpasses in sensitivity to ground vibrations modern industrial seismographs of the SM-3KV type used in practice for registration of vibration fields. Background. A team of MGRI geophysicists adapted the GNU-KV gravimeter to work in the mode of a portable seismological station for recording natural seismic vibrations in the frequency range of 0,05 – 0,5 Hz. Taking into account the equivalence of gravitational and inertial fields, the proven technology allows not only to detect low-frequency vibrations of soils, but also to estimate accelerations and amplitudes of displacement of soils for these frequencies.

Твердая поверхность Земли, включая дно морей и океанов, постоянно характеризуются собственными колебаниями частот в широком диапазоне, источниками которых являются природные и техногенные причины. Периоды, амплитуды, место и время этих колебаний, которые часто именуют микросейсмическим фоном, меняются в широких пределах [2, 4, 7] В районах городских и промышленных застроек доминирующее влияние на характеристики колебаний земной поверхности (грунтов) оказывают техногенные источники: наземное и подземное движение транспорта, вибрация трубопроводов, тоннелей метро и коллекторов, ветровые колебания зданий, а также природные объекты в стадии промышленной разработки или эксплуатации (месторождения УВ, ПХГ) и другие источники. Высокочастотный спектр таких колебаний успешно изучается существующими виброметрами и сейсмографами. Основное отличие между ними заключается в чувствительности к инерционным колебаниям и в диапазоне изучаемых частот. Так, виброметр СМ-21 срабатывает от ускорения $10\text{см}/\text{с}^2$ в пределах частот от 2Гц до 1000Гц, а сейсмографы, например СМ-3кв, имеют диапазон в пределах 0.5-40Гц при чувствительности к инерциальным ускорениям от 0.1 мГал ($10^{-4}\text{ см}/\text{с}^2$). Виброметры используются для измерения вибраций промышленных установок и определения скоростей перемещения оснований, акселерометры используются для определения больших инерциальных ускорений в $\text{м}/\text{с}^2$, а сейсмометры для регистрации сейсмических колебаний земной поверхности в пределах частот практически от 2 герц и выше и ускорений от 0,1 мГал.

В МГРИ им. С.Орджоникидзе обратили внимание на возможность использования чувствительного элемента гравиметра ГНУ-КВ для качественного и количественного изучения низкочастотных колебаний грунтов в диапазоне частот 0,05 – 0,5Гц [2,4,7]. Чувствительный элемент гравиметра представляет собой горизонтальный астазированный маятник в виде сейсмографа Б.Б. Голицына. Метод измерения приращений силы тяжести – компенсационный, - с помощью измерительного микрометричного устройства и компенсационной пружины. Мы рассматриваем гравиметр ГНУ-КВ как бинарный прибор для одновременного измерения как вариаций силы тяжести (гравитационного поля), так и для регистрации и дальнейшей обработки инерциальных низкочастотных колебаний грунтов в диапазоне 0.05 – 0.5Гц, оценки ускорений таких колебаний и определения амплитуд смещения грунтов при таких колебаниях. Для этого нами был заменен оптический окуляр гравиметра на электронный, а маятник гравиметра был выведен в режим свободных колебаний, которые записывались и оцифровывались в режиме реального времени с частотой 0.2с. на компьютере. Собственная частота чувствительного элемента гравиметра

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

ГНУ-КВ равна 0,1-0,2 гц, почти такая же, как и у стационарных сейсмографов. Чувствительность гравиметра к инерциальным и гравитационным ускорениям порядка 3-5 мкГал., что достаточно для записи инфранизких частот колебаний грунтов в диапазоне 0,05-0,5гц и оценки амплитуд смещения грунтов таких колебаний в мкм.

Благодаря компенсационной системе, гравиметр, в отличие от сейсмографа, является не только индикатором изменения гравитации и инерции, но и служит для измерения этих ускорений. Измерительное компенсационное устройство характеризуется постоянной ценой деления оборота микрометрического винта, которое определяется путем эталонирования гравиметра на полигоне или в лаборатории на специальном стенде и может быть использовано для создания кажущихся ускорений для чувствительного элемента. Таким образом, можно моделировать колебательные движения маятника и определять его переходную характеристику при «внесении» в природный колебательный процесс различные амплитуды и колебания в виде отдельных импульсов, ступенчатых сигналов или даже низкочастотных колебаний заданной частоты и амплитуды. Это необходимо для экспериментального определения переходной характеристики между входным и выходным сигналами так как реальное движение маятника гравиметра отличается от реальных колебаний грунтов вследствие инерционности чувствительной системы и наложения колебаний различных частот. Так, виброскорость опережает фазы вибрации на 90^0 , а виброускорения опережают фазы смещения на 180^0 . Поэтому оценки параметров колебаний имеют среднегеометрический смысл.

Аппроксимируя колебания грунтов синусоидой с периодом w и амплитудой A как $Z=Asinwt$, ускорения колебаний для различных частот и амплитуд будут выражаться формулой: $d^2z/dt^2 = w^2 Asinwt$. В таблице № 1 вычислены значения инерциальных ускорений для различных амплитуд и частот.

Таблица 1. Максимальные значения инерциальных ускорений для низких частот при различных амплитудах смещений грунтов.

A, мм	t, период в секундах	w, период в рад/с	w, частота в гц	Ускорение d^2Z/dt^2 в
1	60	0,1	0,017	1
	20	0,314	0,05	10
	10	0,625	0,1	39
	5	1,26	0,2	160
0,1	60	0,1	0,017	0,1
	20	0,314	0,05	1
	10	0,625	0,1	3,9
	5	1,26	0,2	16
0,01	60	0,1	0,017	0,01
	20	0,314	0,05	0,1
	10	0,625	0,1	0,39
	5	1,26	0,2	1,6
0,001	60	0,1	0,017	0,001
	20	0,314	0,05	0,01
	10	0,625	0,1	0,04
	5	1,26	0,2	0,16

Общий вид регистрирующего комплекса инфранизкочастотных микросейсмических колебаний представлен на рис. 1.



Рис. 1. Макет прибора

Образцы регистраций и их спектры представлены на рис. 2.

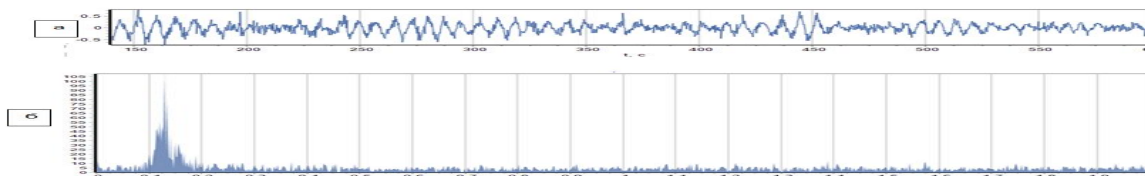


Рис 2. Образец записи и спектр колебаний гравиметром ГНУ-КВ.

Данный прибор позволяет регистрировать только вертикальные составляющие колебаний. Определить величину инерциальных ускорений исследуемых частот можно оценить приближенно, путем масштабирования отчетов на компьютере в единицах ускорений. Для оценки амплитуды отклонения маятника гравиметра в единицах ускорения мы использовали два способа:

1. Путем подачи на чувствительную систему калибровочный ступенчатый импульс инерциального ускорения;
2. Путем регистрации колебаний на разных высотах пункта записи используя значение нормального вертикального градиента силы тяжести 3086 этвеш.

В первом случае на чувствительную систему подавался заданный сигнал путем поворота микрометричного винта компенсационной пружины на 0.1 оборота (что соответствует амплитуде равной 0.1 значения цены деления микрометричного устройства, примерно ± 0.6 мГал). Такую процедуру проводили несколько раз и определили коэффициент между цифровыми отчетами на компьютере и единицами измерений поля силы тяжести в мГал. Результаты калибровки отчетов первым и вторым способами практически совпадают. Проводя подобные опытные калибровки, можно с достаточной степенью достоверности оценить инерциальные ускорения колебания грунтов в исследуемом диапазоне частот. Имея данные по ускорениям и частотам, несложно оценить и амплитуды колебаний грунтов в мкм, а также оценить длины волн.

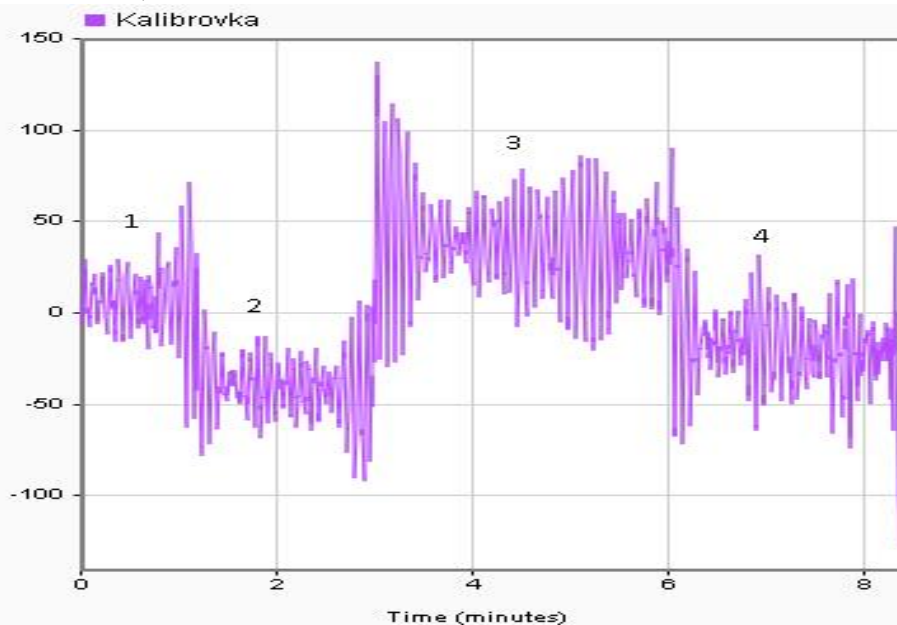


Рис. 3. График колебаний индикатора ГНУ-КВ при проведении эксперимента по калибровке. Числами 1, 2, 3, 4 отмечены периоды с различным положением калибровочного винта.

Основными принципиальными отличиями предлагаемого метода – использование датчика гравиметра типа ГНУ-КВ, по сравнению с используемыми в настоящее время сейсмографами и виброметрами являются:

1. Измерение колебаний грунтов в более низком частотном и амплитудном диапазоне, в границах 0,05 – 0.5гц. Как показывает практика, существующие методы ограничиваются частотами от 2 герц;

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

2. Чувствительность гравиметра к низкочастотным колебаниям очень высокая, и измеряется микрогаллами (1 – 0,1) нм/с²;
3. Возможность моделирования колебаний инфранизкой частоты и разной амплитуды, и оценки переходной характеристики датчика; -высокая точность нивелирования прибора, позволяющая более точно регистрировать;
4. Возможность оценки амплитуды колебания грунтов в мкм;

Результаты таких исследований могут быть использованы для:

1. Непрерывного мониторинга и анализа напряженно-деформированного состояния участков земной коры в сейсмоактивных регионах с целью выявления предвестников землетрясений.
2. Доразведки уже разрабатываемых месторождений при определении места заложения новых эксплуатационных скважин (обнаружение тектонических нарушений, вертикальных плотностных контактов, зон поглощения и т.д.);
3. Локализации наиболее продуктивных участков месторождения при обосновании размещения нагнетательных скважин;
4. Мониторинга разработки нефтегазоконденсатных месторождений (оценка изменения контура НГВК и остаточного объема УВ).

Литература:

1. Бережной Д.В., Бирляцев Е.В., Бирляцева Т.Е., Кипоть В.Л., Рыжов В.А., Тумаков Д.Н., Хромченков М.Г. Анализ спектральных характеристик микросейсм как метод изучения структуры геологической среды.
2. Буллен К.Е. Плотность Земли. М., Мир, 1978, с. 308-340
3. Лобанов А.М. Перспективы гравиметрии при изучении динамически нестабильных природных объектов. В кн. «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Материалы Международного научного семинара, Пермь, 2015, с. 127-128.
4. Лобанов А.М., Каххоров У.Х. Опыт регистрации инфранизкочастотных гравиинерциальных колебаний. Материалы «Полар-2012», ИЗМИРАН 2012.
5. Лобанов А.М., Романов В.В. Перспективы гравиметрии при изучении динамически нестабильных природных объектов.// Разведка и охрана недр, 2015, № 7.
6. Николаевский В.Н. Изменения сейсмических волн из-за присутствия газа в пластах// Геофизика, 2014, №3, с. 14-20
7. Торге В. Гравиметрия. М., Мир, 1999, с. 75-76
8. A passive low-frequency seismic survey in Abu-Dhabi – Shaheen project. Bircela B, M. Duclos, B. Artman, ... SEG, Denver 2010, Annual Meeting

УДК 550.83.045

Использование вертикальных производных силы тяжести при построении плотностных моделей верхней коры (Воронежский кристаллический массив)

С.И. Березнева

kogsveta@mail.ru

Воронежский госуниверситет, Воронеж, Россия

Abstract. A qualitative interpretation of the data of the vertical gradient of the gravitational field of gravity, obtained as a result of measurements on the territory of the Voronezh crystalline massif, has been performed. Systems of latitudinal-meridional anomalies of the gravitational field and its vertical gradient are identified. The distribution of the model field of the vertical gradient over the area of the model is obtained. A comparison of the model and measured data of the field gradient is carried out.

Изучение глубинного строения верхней коры это одна из важнейших задач геофизических исследований. Поскольку территория Воронежского кристаллического массива (ВКМ) перекрыта осадочными отложениями, то изучение его строения, главным образом, опирается на результаты интерпретации геофизических данных. В регионе помимо магнитной и гравиметрической съемок выполнены измерения вертикального градиента поля силы тяжести.

Измерения вертикального градиента имеют преимущества связанные с его большей разрешающей способностью и с менее жесткими требованиями к топографо-геодезическому обеспечению, а также он менее чувствителен к размерам аномальных тел, а амплитуда аномалии определяется в основном избыточной плотностью [1]. Мелкие локальные тела с большой избыточной плотностью могут находить четкое выражение в аномалиях V_{zz} , в то время как аномальные значения Δg по амплитуде будут соизмеримы с погрешностью наблюдений. В то же время, крупные тела с малой избыточной плотностью могут быть обнаружены только по аномалиям Δg . Таким образом, совместное использование Δg и V_{zz} может существенно повысить информативность при интерпретации и расширить возможности гравиметрии. Результаты измерений вертикального градиента силы тяжести позволяют утверждать, что метод вертикального градиента эффективен при глубинных исследованиях земной коры. При комплексном использовании данных о характере распределения полей Δg и V_{zz} появляется основание для объективного разделения объектов по глубинам их залегания, размерам и плотностным характеристикам.

На территории ВКМ на настоящее время значения V_{zz} определены в 4500 пунктах. Измерения вертикального градиента силы тяжести проводились с помощью высокоточного гравиметра на высотной подставке 0,75 м, при этом точность единичного измерения силы тяжести составляла $\pm 0,005-0,01$ мГал. Технические характеристики используемой гравиметрической аппаратуры позволяли достигать точности $\pm 10-15$ Этвеш. Плотность пунктов наблюдения соответствует масштабу 1:1000000, а вдоль р. Дон – 1:500000.

Для территории исследований были произведены также и вычисления вертикальной производной силы тяжести. Методика вычисления четных вертикальных производных основана на том, что гравитационное поле описывается гармоническими функциями и удовлетворяют уравнению Лапласа, следовательно, можно произвести расчет вторых производных [2]. Сравнение вычисленных и наблюдаемых значений вертикального градиента силы тяжести показали как качественные, так и количественные различия, которые обусловлены неизбежно возникающими при пересчете ошибками, связанными с дискретностью и ограниченностью наблюдений.

По результатам данных наблюдений были выделены крупные аномалии вертикального градиента северо-восточного направления и более мелкие аномалии, образующие ортогональную систему северо-восточного и северо-западного простирания, они наблюдаются как на картах вычисленного градиента, так и на картах измеренного

градиента. На востоке фиксируется серия отрицательных зон вертикального градиента, подобные зоны слабее прослеживаются на юге [4-7].

Для участка в пределах изучаемой территории, расположенной в области сочленения Лосевского и Донского террейнов ВКМ и частично захватывающей фрагмент Воронцовского террейна (участок Лискинский), была рассчитана детальная трехмерная плотностная модель на основе инверсии гравитационного поля по методике, изложенной в работах [8-12].

Инверсия локального гравитационного поля рассматриваемого участка выполнялась в итерационном процессе, на каждом этапе которого требовалась точечная коррекция стартовой плотностной модели. В результате выполненной инверсии гравитационного поля была построена трехмерная плотностная модель строения среды в виде абсолютных значений плотности, заданных в узлах регулярной пространственной сетки модели [13,14]. Данная трехмерная модель стала основой для решения прямой задачи, в результате было получено распределение модельного поля вертикального градиента. При сравнении полученных результатов с измеренными значениями вертикального градиента силы тяжести, несмотря на неизбежные различия в отдельных деталях (на значения градиента могут влиять особенности конструкции для измерения, точность прибора, колебания воздуха и пр. [15]), в целом наблюдается хорошее соответствие модельных и экспериментальных данных.

Таким образом, качественное соответствие модельных и измеренных значений вертикального градиента является дополнительным косвенным подтверждением как правомерности результатов детального плотностного моделирования, так и возможности использования измеренных значений вертикального градиента в качестве дополнительного инструмента при анализе гравитационного поля. Поскольку одним из важнейших элементов технологии детального моделирования является поэтапная коррекция стартовой модели в процедуре инверсии, основанная на анализе всей совокупности априорных данных в анализируемых точках: аномального поля, сведений о геологии, и др., то привлечение независимых данных в виде наблюдаемых значений вертикального градиента позволит повысить эффективность интерпретационного процесса.

Литература

1. Антонов Ю.В. Разделение сложных аномалий силы тяжести / Воронеж: Изд-во ВГУ, 1985. 212 с.
2. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий Учебное пособие для студентов университетов и вузов, обучающихся по специальности 080400 «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых» / 2009, 232 с.
3. Антонов Ю.В. Измеренные и вычисленные значения силы тяжести и ее производных / Известия вузов №4, М.: 2005.
4. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Петроплотностная карта Воронежского кристаллического массива // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Материалы 43-й сессии Международного научного семинара им. Д. Г. Успенского. Воронеж: «Научная книга». 2016. С. 133-136.
5. Березнева С.И. Связи гравимагнитных аномалий с тектоническим строением ВКМ и в их историческом развитии / Материалы 16 международной конференции «Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы», Т.1, Воронеж, Изд-во Научная книга, 2010, С. 124-125.
6. Антонов Ю.В, Когтева С.И. Природа широтных аномалий силы тяжести юго-восточной части Воронежского кристаллического массива (Лист М-37) / Вестник ВГУ, № 2, Серия Геология, 2008, С. 162-164.
7. Антонов Ю.В, Когтева С.И. О линейных аномалиях силы тяжести и ее вертикального градиента юго-восточной части Воронежского массива / Вестник ВГУ, № 1, Серия Геология, 2008, С. 134-137.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

8. Глазнев В.Н., Муравина О.М., Воронова Т.А., Холин В.М. Оценка мощности гравиактивного слоя земной коры Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2014. № 4. С. 78-84.
9. Глазнев В.Н., Минц М.В., Муравина О.М. Плотностное моделирование земной коры центральной части Восточно-Европейской платформы // Вестник КРАУНЦ, Науки о Земле. 2016. Вып. 29, № 1. С. 53-63.
10. Муравина О.М. Плотностная модель земной коры Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ, Сер. Геология. 2016. № 1. С. 108-114.
11. Минц М.В., Глазнев В.Н., Муравина О.М. Глубинное строение коры юго-востока Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным: геодинамическая эволюция в палеопротерозое и современное состояние коры // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2017. № 4. С. 5-23.
12. Muravina O.M., Glaznev V.N., Zhavoronkin V.I. and Mints M.V. Reflection of the Petrophysical Basement Rocks Models in Geophysical Fields // Practical and Theoretical Aspects of Geological Interpretation of Gravitational, Magnetic and Electric Fields. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer Nature Switzerland AG. 2019. P. 49-53.
13. Berezneva S.I., Muravina O.M., Voronova T.A. Technology for studying the structure of the upper crust of the Voronezh Crystalline Massif by detailed density modeling data // Eleventh symposium on structure, composition and evolution of the lithosphere. Institute of seismology university of Helsinki, report s-71. 2021. P. 9-12.
14. Воронова Т.А., Муравина О.М., Глазнев В.Н. Березнева С.И. Результаты трехмерного плотностного моделирования верхней коры в области сочленения Лосевского и Донского террейнов (Воронежский Кристаллический массив) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Материалы 48-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова (24–28 января 2022 г., Санкт-Петербург). Сборник научных трудов. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2022, С. 71-74.
15. Антонов Ю.В. Вычисление вертикального градиента силы тяжести по измерениям двухсферного сверхпроводящего гравиметра / Вестник ВГУ, № 3, Серия Геология, 2020, С. 55-63.

УДК 550.834:550.838.2:551.214.6(571.645)

**Комплексные геолого-геофизические исследования подводного вулкана 6.3
(Курильская островная дуга)**

**Ю.И. Блох¹, В.И. Бондаренко², А.С. Долгаль³, В.В. Петрова⁴,
О.В. Пилипенко⁵, В.А. Рашидов⁶, А.А. Трусов⁷**

yuri_blokh@mail.ru, rashidva@kscnet.ru

1 - Москва

2 - Костромской ГУ, Кострома

3 - Горный институт УрО РАН, Пермь

4 - Геологический институт РАН, Москва

5 - Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

6 - Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

7 - АО «ГНПП Аэрогеофизика», Москва

Comprehensive geological and geophysical studies of submarine volcano 6.3, located in the transverse Broughton zone on the Sea of Okhotsk slope of the Kuril island arc, showed that the formation of this submarine volcano, like other volcanoes of the Kuril island arc, occurred during the period of geomagnetic inversions. Feeding channels and peripheral magma chambers were found in the volcanic edifice at depths of 5.5–6 km. The maximum effective magnetization of the underwater volcano 6.3 is 1.3 A/m.

К настоящему времени на Охотоморском склоне Курильской островной дуги (КОД) в пределах поперечной зоны Броутона выделено 17 вулканических массивов и изолированных подводных вулканов [1–5]. Один из них – подводный вулкан 6.3, расположенный в 40 км севернее о. Броутона, возвышается на 2100 м над дном Охотского моря.

Геолого-геофизические исследования этого подводного вулкана были выполнены в ряде рейсов научно-исследовательского судна «Вулканолог», а обработка полученного материала проведена с помощью апробированной эффективной технологии количественной интерпретации данных гидромагнитной съемки в комплексе с эхолотным промером, непрерывным сейсмоакустическим профилированием и анализом данных петромагнитного исследования и химического состава драгированных горных пород.

В результате проведенных исследований установлено, что размер основания вулканической постройки на уровне дна составляет 13×17 км, а с учетом перекрытого осадками основания, мощность которых достигает 500 м, – 20×25 км (рис. 1, 2а). Постройка вытянута в направлении с ССЗ на ЮЮВ (азимут простирания 130°). До глубины 1600–1700 м постройка является монолитной. Размер ее по изобате 1750 м 14×8 км. Выше, до глубин 1500–1260 м поднимаются несколько отдельных вершин. Минимальная зафиксированная нами глубина 1260 м, а указанное в работах [1, 6] минимальное значение глубины 700 м является ошибочным.

Объем материала подводного вулкана 6.3 может быть оценен величиной, а крутизна склонов от основания к вершине увеличивается от 10° до 30°.

При драгировании привершинной части вулканической постройки в интервале глубин 1900–1400 м были подняты умеренно-калиевые породы нормального ряда от базальтов до дацитов свежего облика. При этом часть пород кристаллизовалась в близповерхностных условиях, о чем свидетельствует присутствие пористого нераскристаллизованного стекла. Следует отметить, что к настоящему времени для подводного вулкана 6.3 известно 26 анализов химических и редкоэлементных составов драгированных пород ([1] и неопубликованные данные авторов), что в пределах КОД уступает лишь количеству анализов, выполненных для образцов, отобранных на подводном вулкане Юбилейный (5.1) [1].

Изучение петромагнитных свойств показало, что все изученные образцы обладают низкой степенью магнитной анизотропии, а их естественная остаточная намагниченность

изменяется в широком диапазоне: от 0.223 до 22.870 А/м. Наибольшей остаточной намагниченностью обладают базальты, а основным минералом-носителем их намагниченности является ферромагнетик псевдооднодоменной структуры.

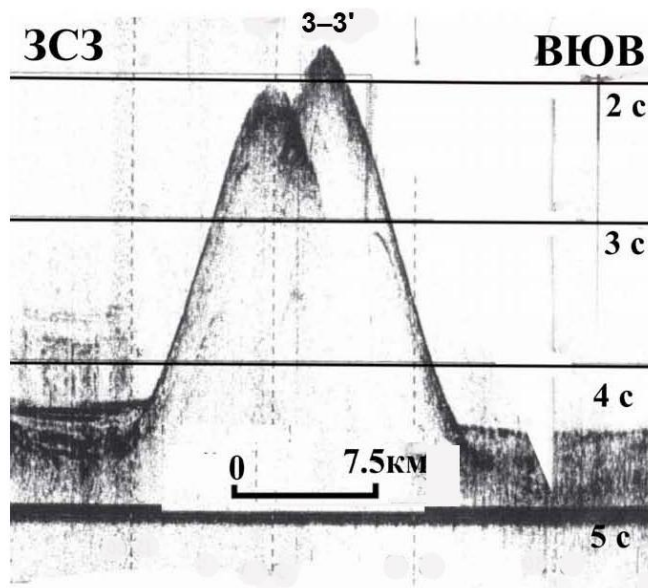


Рис. 1. Профиль непрерывного сейсмоакустического профилирования, проходящий через подводный вулкан 6.3. Местоположение профиля представлено на рис. 2.

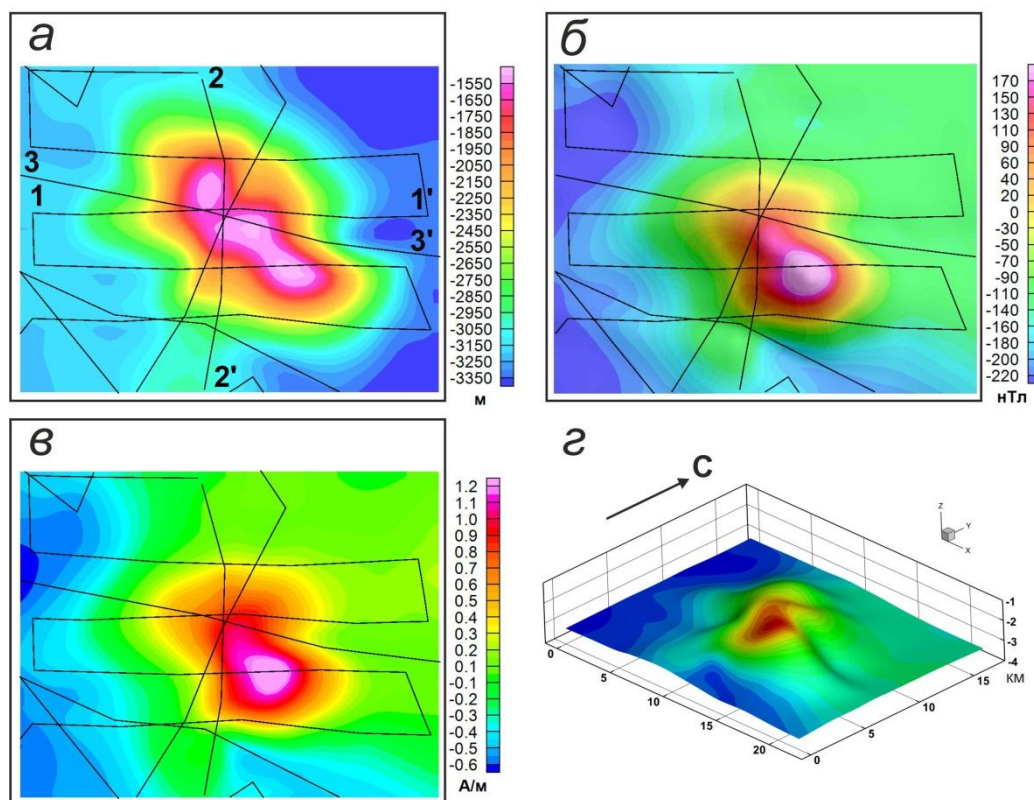


Рис. 2. Подводный вулкан 6.3: а – батиметрия; б – аномальное магнитное поле ΔT_a ; в – распределение эффективной намагниченности $J_{эф}$; г – распределение эффективной намагниченности $J_{эф}$, изображенное на поверхности вулкана. Цифрами обозначено местоположение профилей, приведенных на рис. 1 и 5.

Проведенный анализ зависимости намагниченности насыщения J_s от температуры T (рис. 3) показал, что основным носителем намагниченности в измеренных образцах являются псевдооднодоменные зерна титаномагнетита $Fe_{(3-x)}Ti_xO_4$ с содержанием титана Ti : $X=0.32-0.41$ и $X=0.19-0.22$.

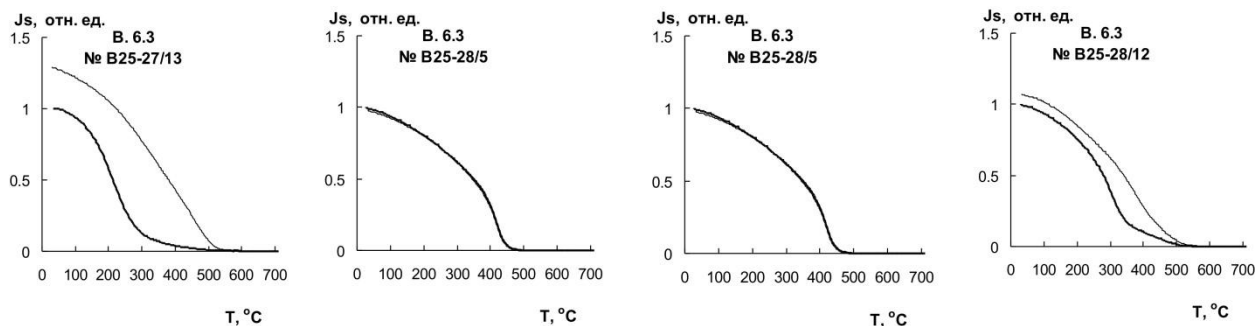


Рис. 3. Термомагнитные кривые $M_s(T)$ для подводного вулкана 6.3. Жирная линия – кривая первого нагрева. Тонкая линия — кривая второго нагрева.

Размах аномалии ΔT_a , приуроченной вулканической постройки достигает 400 нТл, а ее максимум расположен в юго-восточной части вершины (рис. 2б).

С помощью программы ИГЛА [7] уточнено, что вектор эффективной намагниченности $J_{эф}$ пород отклонен от вектора нормального поля T_0 на восток на 33° (рис. 4). Это говорит о том, что образование вулкана 6.3, как и других подводных вулканов Курильской островной дуги [8], вероятнее всего, происходило в периоды глобальных геомагнитных возмущений.

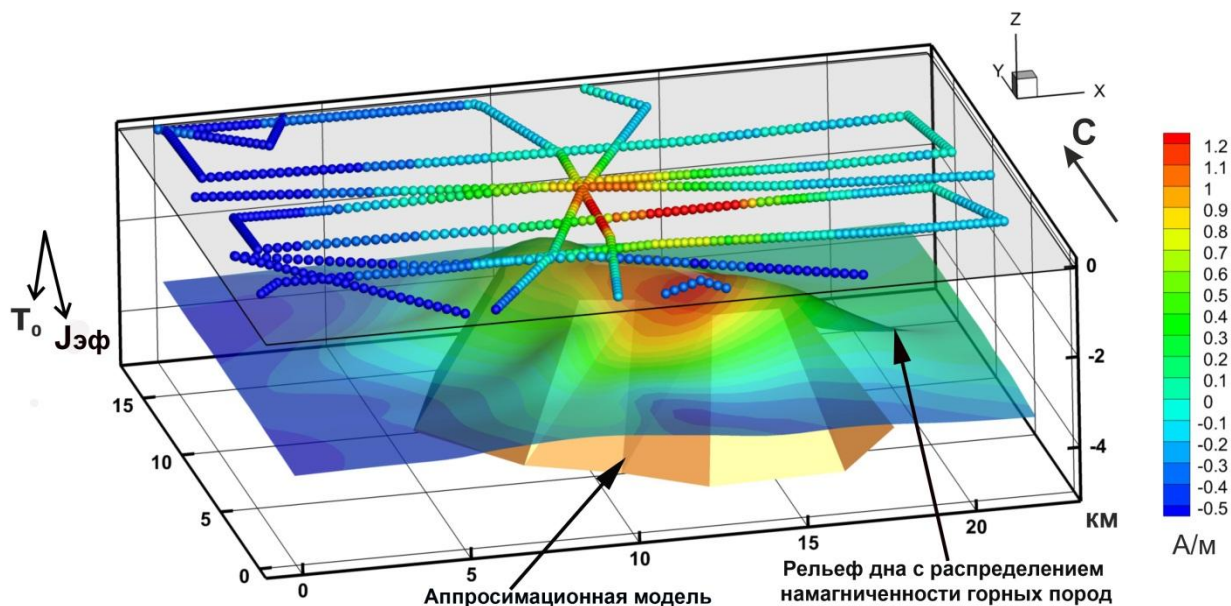


Рис. 4. Уточнение направления вектора эффективной намагниченности $J_{эф}$ подводного вулкана 6.3 с помощью программы ИГЛА.

Применение интегрированной системы СИНГУЛЯР [9] позволило установить в постройке подводного вулкана 6.3 субвертикальное положение подводящих каналов и наличие на глубинах 5.5–6 км периферического магматического очага (рис. 5), а также то, что к вершине подводного вулкана приурочены геоплотностные неоднородности [2].

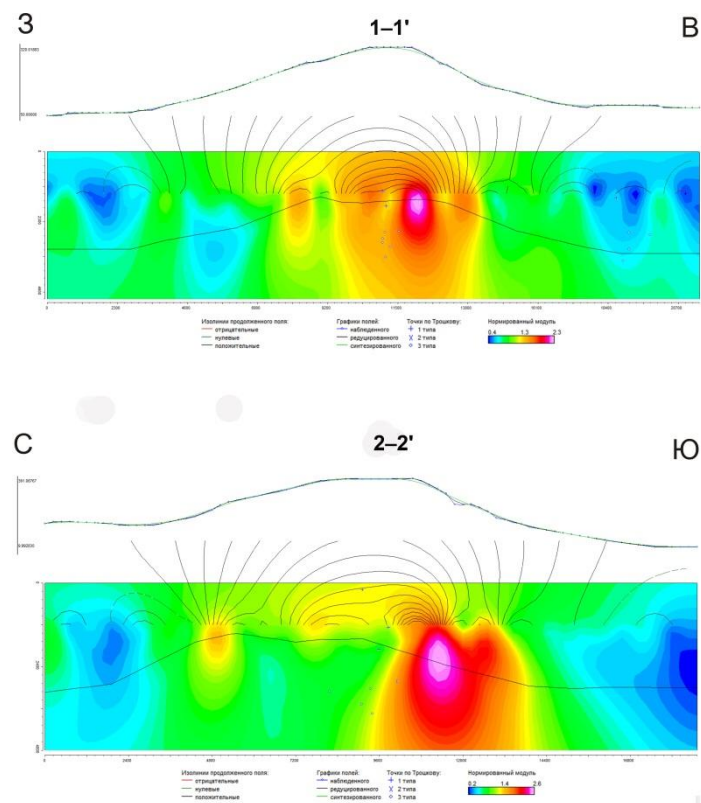


Рис. 5. Изображение, синтезированное системой СИНГУЛЯР для локализации особых точек функции, описывающее аномальное магнитное поле ΔT_a подводного вулкана 6.3, наложенное на рельеф дна. Местоположение профилей представлено на рис. 2а.

Трехмерное моделирование вулканической постройки с помощью пакета структурной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий СИГМА-3D [10] показало, что максимальная эффективная намагниченность подводного вулкана 6.3 составляет 1.3 А/м (см. рис. 2в–г), и приурочена к ее юго-восточной части. Эта величина хорошо согласуется с данными петромагнитных исследований. Среднеквадратическая погрешность подбора аномального магнитного поля при моделировании после 43 итераций оказалась равной 12 нТл.

В результате выполненных исследований уточнена морфология подводного вулкана 6.3, и, в частности, показано, что минимальная глубина, зафиксированная над вершиной вулкана, равна 1260 м. Получены первые сведения о петромагнитных свойствах слагающих его горных пород.

Результаты магнитного моделирования позволили построить петромагнитную модель, предположить наличие в вулканической постройке подводящих каналов и периферического магматического очага, а также говорить о том, что подводный вулкан 6.3, как и другие подводные вулканы Охотоморского склона КОД, образовался в период глобальных геомагнитных возмущений.

Полученные результаты в дальнейшем можно будет рассматривать с различных точек зрения при изучении подводных вулканов Охотоморского склона КОД.

Список литературы

1. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексные исследования Броутонской группы подводных вулканов в Курильской островной дуге // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2015. Т. 5. С. 43–47.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

3. *Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А.* Комплексные исследования подводных вулканов Броутонской поперечной вулканической зоны (Курильская островная дуга) // Материалы XXI региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29 – 30 марта 2018 г. / Главный редактор: академик РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2018. С. 91–94.
4. *Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А.* Новые данные о строении подводных вулканов Центральных Курил // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле земли, интерпретация геофизических полей. Десятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2019. С. 50–55.
5. *Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А.* Подводные вулканы Броутонской вулканической зоны (центральная часть Курильской островной дуги) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Сборник научных трудов. Вып. 1 (46). Пермь: ГИ УрО РАН, ПГНИУ, 2019. С. 47–51.
6. Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2005. 604 с.
7. *Блох Ю.И., Трусов А.А.* Программа «IGLA» для интерактивной экспресс-интерпретации локальных гравитационных и магнитных аномалий // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: материалы 34-й сессии международного семинара им. Д.Г.Успенского. М: ИФЗ РАН. 2007. С. 36–38.
8. *Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.* Оценка остаточной намагниченности подводных вулканов Курильской островной дуги с применением программы ИГЛА // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. № 26. С. 5–10.
9. *Блох Ю.И., Каплун Д.В., Коняев О.Н.* Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе «СИНГУЛЯР» // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 123–127.
10. *Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А.* Возможности структурно-вещественного картирования по данным магниторазведки и гравиразведки в пакете программ СИГМА-3D // Геофизический вестник. 2004. № 3 С. 11–15.

УДК 550.3

Геотектоническое моделирование нефтегазоперспективных структур северной части Охотоморского региона с использованием алгоритмов «распознавания образов»

Н.В. Большакова, Н.П. Сенчина, Г.К. Григорьев

natashka8686@mail.ru

Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

Annotation: the study is deal with the possibility of using the results obtained during the solution of classification and recognition tasks with training to identify structures of stretching, compression and shear, which are considered as oil and gas prospective objects of the northern flank of the Okhotsk oil and gas province.

Вопросы тектонического и нефтегазогеологического районирования Охотоморского региона сложны и дискуссионны. Если при выделении нефтегазоносных провинций и областей главным является историко-геологическая общность формирования осадочных чехлов, выдержанность нефтегазоносных и перспективно нефтегазоносных комплексов и пространственное распределение месторождений нефти и газа, то для выполнения тектонического районирования зачастую используются различные подходы. В связи с этим, в разные годы были разработаны схемы тектонического районирования региона, как в рамках фиксистской идеологии, так и на основе геодинамических принципов [1]. Моделирование структурно-вещественных неоднородностей земной коры основанное на геодинамических принципах позволяет установить взаимосвязь особенностей строения консолидированного фундамента со структурами осадочного чехла [2]. Результаты такого моделирования являются основой создания единых унифицированных моделей строения региона и отражают последовательность формирования его структурных элементов на всех уровнях – от фундамента до осадочного чехла.

В рамках этой методологии для моделирования структурно-вещественных неоднородностей земной коры используется параметрическое описание структур – тектонотипов, сформированных в различных геодинамических обстановках (структурных, вещественных и морфологических параметров их глубинного строения, особенностей седиментации, магматизма, метаморфизма и проявления в геофизических полях). Значительный прогресс в опознании типов глубинных структур связывается с применением современных технологий «распознавания образов» без обучения и с обучением на основе вовлечения в построения результатов изучения аналогов.

Объектом особого внимания в настоящем исследовании является изучение влияния на структуры осадочного чехла региональной Охотско-Чукотской сдвиговой зоны, развивающейся вдоль северо-западного фланга одноименной сутурной зоны. Ее кинематика определяет формирование оперяющих структур растяжения, сжатия и сдвига и связанных с этими деформациями наложенных рифтогенных структур сдвиго-раздвигового («pull-apart») типа. Стоит отметить, что при этом структуры горстов и грабенов локализируются определенным образом по отношению к главному сдвиговому разлому [2].

Для обоснования закономерностей локализации структур растяжения, сжатия и сдвига в хорошо изученных районах используется полный комплекс исследований, включающий в себя результаты сейсморазведочных, грави- и магниторазведочных работ, а также бурения. В менее изученных районах, где бурение не проводилось вовсе, а сейсморазведка была проведена несколько десятилетий назад или выполнена на недостаточно высоком техническом уровне, целесообразно использовать данные потенциальных полей (Рис. 1). Их специализированная обработка позволяет обосновать закономерности размещения структур для дальнейшего формализованного прогноза на региональном и зональном уровнях.

Используемые классификационные алгоритмы построены на принципах самообучения и учета корреляционных связей всего признакового пространства. Признаками в общем случае могут быть значения различных геофизических полей, их производных,

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

наблюденные поля на различных уровнях, оцифрованная геологическая, петрофизическая и геохимическая информация. Комбинация этих признаков позволяет разбивать исследуемые территории на области, однородные по нескольким признакам. В результате работы программы формируется сеть, в которой содержатся результаты классификации: каждая точка сети характеризуется номером класса, к которому она принадлежит [3].

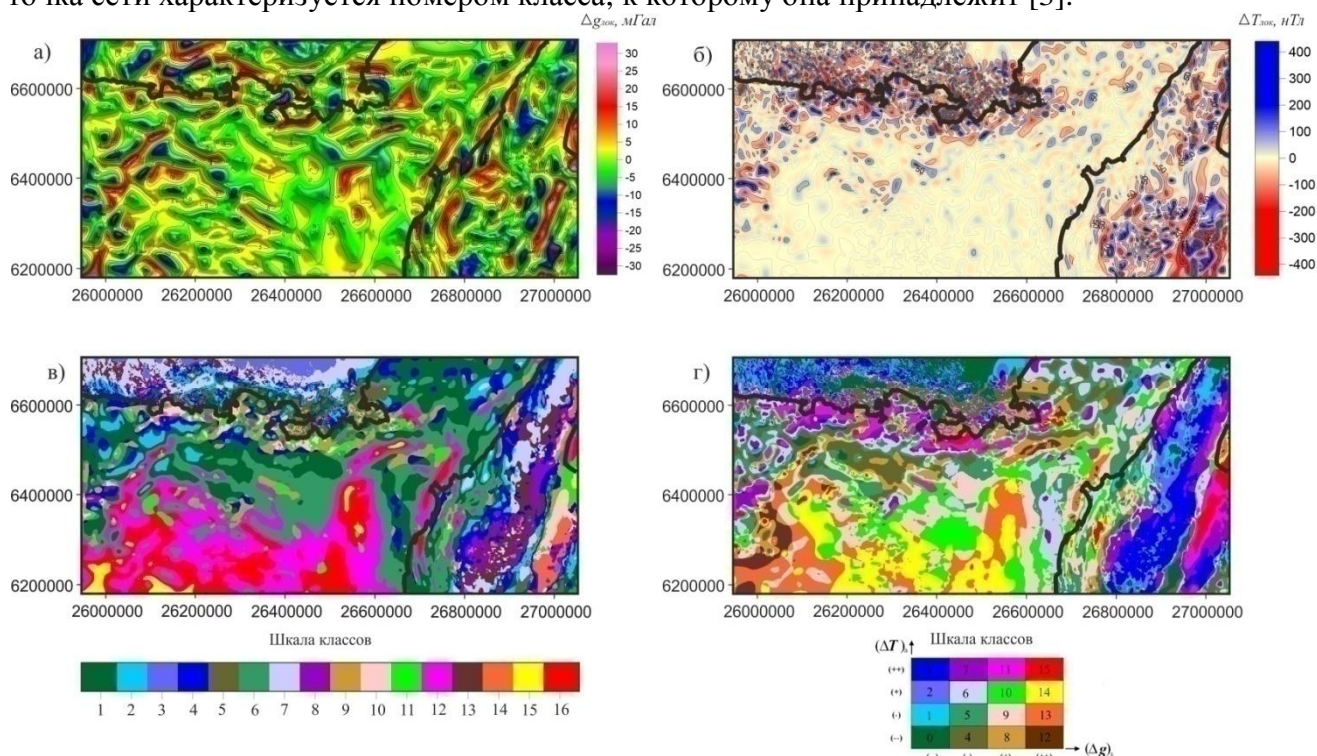


Рисунок 1 – Локальные составляющие и классификации потенциальных полей северной части Охотоморского региона (береговая линия показана черным цветом): а – локальная составляющая гравитационного поля; б – локальная составляющая аномального магнитного поля; г – классификация гравитационного и магнитного полей по Петрову А.В. (ПО Coscad3D); д – классификация гравитационного и магнитного полей Зеленецкому Д.С. (ПО АСОД Воздух)

Дополнительно была выполнена классификация полей с использованием алгоритма Д.С. Зеленецкого в программе АСОД «Воздух» [4]. Для представления гравиметрических и магнитных данных в сопоставимом и наглядном виде, на первом этапе выполнялось «нормирование» данных, основанное на построении кумулятивной кривой накопленных частот и переходе от исходных единиц к значениям накопленной частоты (квантилям), выраженной в условных единицах. При проведении районирования (классификации) изучаемой территории весь диапазон значений каждого признака разделялся на 4 интервала – это области повышенных, пониженных, фоновых и аномальных значений. При этом интервалы, соответствующие выделенным областям, выражаются в одинаковых единицах и встречаются на исследуемой территории с одинаковой частотой. Для двух полей (признаков) по комбинациям из 4 интервалов можно выделить 16 классов, что является наиболее оптимальным с точки зрения восприятия и подбора цветовой палитры полученных классов.

Для картирования основных структур растяжения, сжатия и сдвига в пределах северного фланга Охотской нефтегазоносной провинции помимо традиционных приемов качественной интерпретации данных геофизических полей применялся алгоритм распознавания образов с обучением на основе «свёрточной нейронной сети» [5]. Данный метод позволяет найти скрытые зависимости между исходными данными и уже известными проявлениями искомых элементов или структур.

Для формирования обучающей выборки был создан набор геолого-структурных и геофизических факторов, подающийся на вход в программу (Табл. 1).

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

В качестве объектов обучения задавались контуры горстовых структур, наиболее контрастно проявленных в геофизических полях. В результате работы программы была рассчитана карта классификации площади исследований по сходству по геолого-структурным и геофизическим факторам с объектами обучения (Рис. 2).

Таблица 1 – Факторы для распознавания образов с обучением

№№	Название фактора	Тип фактора	Форма задания параметра
ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ФАКТОРЫ			
1	Охотско-Чукотский сдвиг	линейный	расстояние до разлома (км)
2	Западно-Камчатский сдвиг	линейный	расстояние до разлома (км)
3	Охотско-Чукотская сутурная зона	контурный	да-нет
4	Складчато-надвиговый пояс на окраине Охотоморского блока	контурный	да-нет
5	Кайнозойские депрессии	контурный	вне контура прогнозное решение обнуляется
6	Евразийский континент	контурный	да-нет
7	Охотоморская палеоплита	контурный	да-нет
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ			
8	Магнитное и гравитационное поля	метризованный	уровень поля (нТл и мГл)
9	Трансформанты полей	метризованный	уровень поля (нТл и мГл)

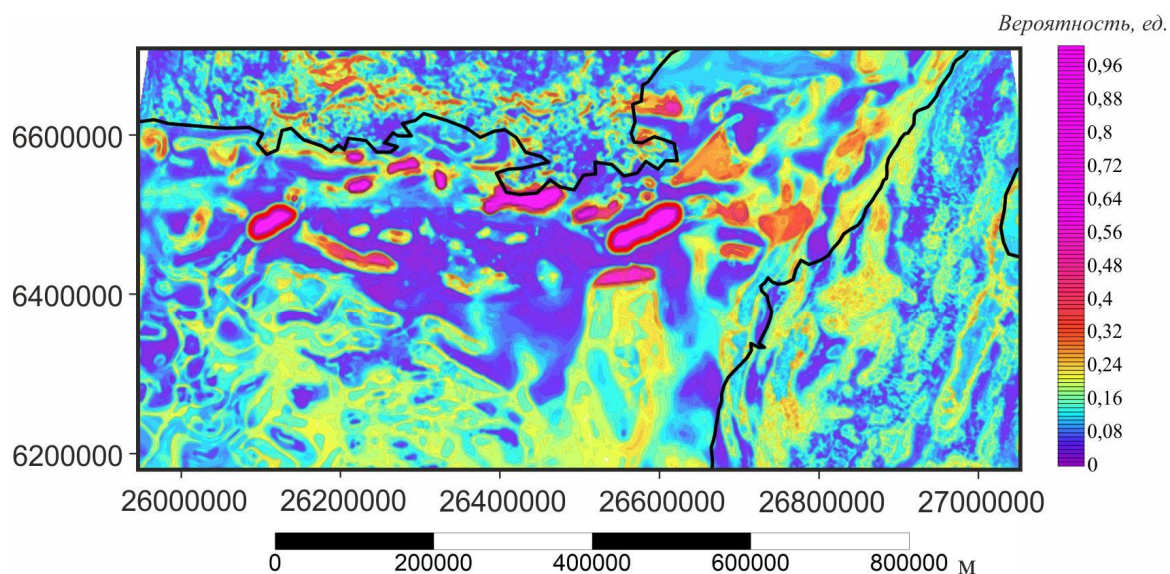
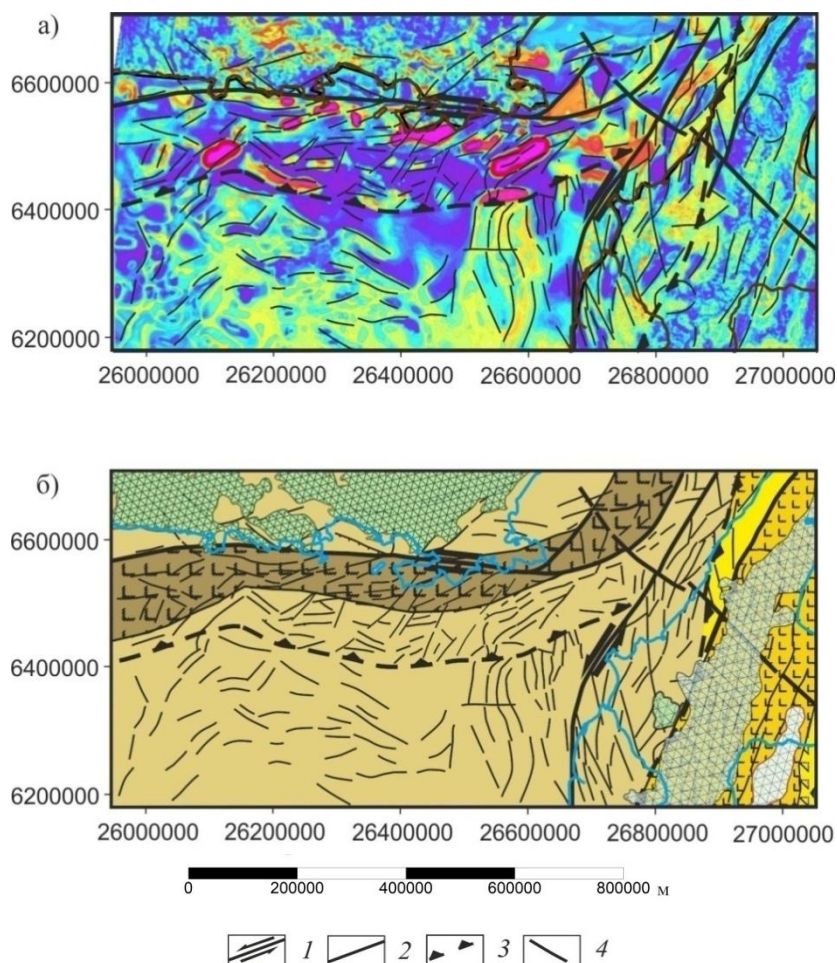


Рисунок 2 – Карта классификации территории Северо-Охотского бассейна по вероятности подобию по набору признаков с наиболее контрастными в потенциальных полях горстовыми структурами (рассчитана с использованием алгоритма распознавания образов с обучением; объекты обучения выделены красными жирными линиями)

В ходе интерпретации данных были выявлены следующие закономерности распределения структур растяжения и сжатия. В пределах Охотско-Чукотской аккреционно-коллизонной складчатой области структуры горстов и грабенов ориентируются в направлении ЮЗ-СВ под определенным углом к главному сдвиговому шву, прослеживается четкая ориентация структур относительно региональной сдвиговой зоны (Рис. 3). В связи с чем было высказано предположение о левосдвиговой кинематике Охотско-Чукотской зоны.

В пределах хорошо изученной Западно-Камчатской нефтегазоносной области отмечена приуроченность известных зон возможного нефтегазоаккумуляции (ЗВНГА) к

горстовым структурам, выделенным в ходе исследований. Развитие эшелонированных антиклинальных зон Западной Камчатки связывается с региональным западно-камчатским сдвигом, сформировавшим структуры горстов и грабенов [6]. Есть все основания предполагать наличие ЗВНГН и в пределах других осадочных прогибов северной части Охотского моря.



1 – региональные сдвиговые зоны; 2 – основные разломы; 3 надвижки; 4 – границы структур горстов и грабенов

Рисунок 3 – Схема тектонических деформаций, оперяющих региональные сдвиговые зоны северного фланга Охотской НГП, по результатам линеamentного анализа потенциальных полей и их трансформаций: а – схема распознавания образов с обучением; б – схема консолидированного фундамента.

Литература:

1. Егоров А. С., Большакова Н. В., Калинин Д. Ф., Агеев А. С. Глубинное строение, тектоника и геодинамика Охотоморского региона и структур его складчатого обрамления. Записки Горного института. 2022. Том 257. С. 703-719. DOI: 10.31897/PMI.2022.63
2. Большакова Н.В. Глубинное строение северного фланга Охотской нефтегазоносной провинции по данным комплексных геолого-геофизических исследований : автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук : 1.6.9 - Санкт-Петербург, 2022. - 20 с., [2] л. ил. - Библиогр.: с. 19-20 (7 назв.).
3. Петров А.В. Обработка и интерпретация геофизических данных методами вероятностно-статистического подхода с использованием компьютерной технологии "КОСКАД 3D" / А.В. Петров, Д.Б. Юдин, Хоу Сюели // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. – 2010. – № 2(16). – С. 126-132.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

4. Zelenetsky D. S. Technology of interpretation of gravimagnetic data at GMK-500 on diamonds on the territory of the eastern part of the Baltic shield and its framing / D. S. Zelenetsky, V. L. Altman, E. I. Zubov et al. // Abstracts of the XII International Symposium IAGOD. – 2006.
5. Сенчина Н.П. Физико-геологическое моделирование объектов интереса нефтегазовой геологоразведки / Н.П. Сенчина, Г.С. Григорьев, В.Д. Гулин // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей : Материалы 47-й сессии Международного научного семинара Д. Г. Успенского - В. Н. Страхова, Воронеж, 27–30 января 2020 года. – Воронеж: Издательско-полиграфический центр "Научная книга", 2020. – С. 248-253.
6. Харахинов В.В. Геодинамические условия формирования осадочных (нефтегазоносных и потенциально нефтегазоносных) систем Охотоморского региона / В.В. Харахинов // Геология нефти и газа. – 2020. – № 1. – С. 81-99. – DOI 10.31087/0016-7894-2020-1-81-99

УДК 523.4; 519.688; 551.31

Метод Монте-Карло для решения нелинейных обратных задач планетарной геофизики

И.А. Боронин^{1,2}, Т.В. Гудкова¹

anarsull23@yandex.ru, gudkova@ifz.ru

1 - Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

2 - Научно-исследовательский институт экономики и организации управления в газовой промышленности, Москва, Россия

Annotation

Recently, methods for solving nonlinear inverse problems are increasingly used to define the internal structure of planets and satellites. Due to the fact that the data obtained from observations have some uncertainties, then there is a possibility that the data used in solving the direct problem as initial conditions (a priori) could lead to a non-optimal solution. The solution of the inverse problem is implemented numerically using the Monte Carlo method on a model problem.

Аннотация

В последнее время все чаще для уточнения внутреннего строения планет и спутников используют методы решения нелинейных обратных задач. Это связано с тем, что данные полученные из наблюдений имеют некоторую погрешность, а значит, возникает вероятность того, что данные, которые использовались при решении прямой задачи как начальные условия (априорные) могли привести не к оптимальному решению. Решение обратной задачи реализовано численно с использованием метода Монте-Карло на модельной задаче.

Обратные задачи

Вероятностный подход к решению обратных задач может существенно упростить задачу стыковки параметров модели с вероятными распределениями, удовлетворяющих как данным наблюдений, так и имеющейся априорной информации. В общем случае существует бесконечно много моделей, который включают в себя и данные наблюдения и априорную информацию, процесс отбора и интерпретация результата являются ключевыми моментами решения обратных задач. Для последней задачи предлагается использовать метод Монте-Карло. Этот метод для решения нелинейных обратных задач описан в работе [1].

Модель – это любой набор параметров, представляющих физическую систему. Каждая модель m может быть рассмотрена как точка в пространстве всех моделей, где будет определена другая плотность распределения, апостериорного $\sigma(m)$, зависящая от изначальной плотности распределения $\rho(m)$. Тогда $\sigma(m) = C\rho(m)L(m)$, где $\rho(m)$ – априорная вероятность, $L(m)$ – функция правдоподобия, обозначающая соответствие между информацией, предсказанной из модели m и полученной из наблюдений, C – константа нормировки [2].

При анализе сильно нелинейных обратных задач требуется ограничить количество параметров функции правдоподобия, поскольку увеличивая количество переменных по которым проверяются несоответствия может сильно исказить конечные вероятностные распределения. Один из способов сделать это – использовать поиск по методу Монте-Карло, который состоит изслучайного блуждания в пространстве моделей. В работе [1] описаны различные варианты случайных блужданий в пространстве моделей.

Алгоритм создания выборки состоит из двух шагов. Создание априорной модели, то есть алгоритм моделирует выборки с распределением, согласно априорному распределению вероятностей в пространстве моделей (случайное блуждание по типу “броуновского движения” в пространстве модели). Второй шаг – решение совершать или нет шаг случайного блуждания в пространстве с априорным распределением вероятностей, который зависит от того насколько хорошо модель, к которой совершается шаг, удовлетворяет данным наблюдениям. Таким образом получится набор моделей, который одновременно удовлетворяет априорной информации и наблюдаемым значениям.

Важное свойство этого метода заключается в том, что в отличие от обычных байесовских обратных вычислений, априорное распределение не обязательно должно быть задано явной формулой.

Численный эксперимент

В работе [1] алгоритм опробован на примере, описанном ниже.

Допустим существует слоистая модель среды с вертикальным разломом от поверхности до бесконечной глубины. Слева от разлома среда однородная, а справа слоистая с горизонтальными границами раздела слоев, причем количество слоев неизвестно, оно зависит от горизонтального профиля плотности массы $\rho(z)$ (Рисунок). Контраст плотности массы вдоль вертикального разлома создает гравитационную аномалию на поверхности. Допустим, что имеется информация о наблюдении горизонтального градиента вертикальной составляющей силы тяжести в 20 равноотстоящих друг от друга точках (от 2 до 40 км от разлома). Прямая задача заключается в вычислении вертикальной составляющей силы тяжести посредством интегрирования функции плотности массы по глубине, здесь важен тот факт, что требуется знать в явном виде функцию плотности массы.

Обратная задача заключается в подборе такой функции плотности массы по глубине, чтобы после вычисления вертикальной составляющей силы тяжести (по уже известной функции плотности массы) “наилучшим” образом с точки зрения функции правдоподобия совпасть с имеющимися наблюдениями в 20 точках.

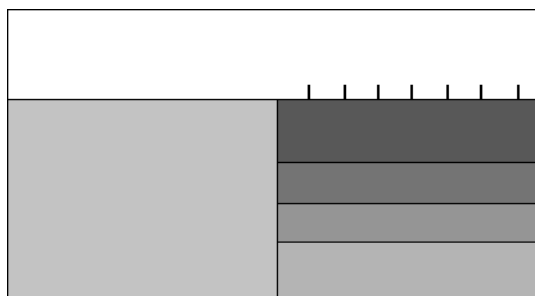


Рисунок. Геологическая модель среды.

Допустим, априорно известно, что плотность среды слева от разлома постоянна и равна 2570 кг/м^3 , а толщины слоев справа заданы экспоненциальным распределением со средним значением 4. Также, ограничим глубину 100 км для упрощения вычислений т.е. плотность ниже тоже равна 2570 кг/м^3 . Распределение плотности будет задано некоторой гистограммой распределения и не иметь конкретного вида, ограничим значения плотности 1000 и 6000 для сходимости вычислений. Введем небольшие случайные ошибки в наблюдаемые данные как сумму двух нормальных распределений. Создадим истинную модель, параметры которой мы хотим определить с помощью решения обратной задачи, для этого нужно создать толщины слоев согласно экспоненциальному распределению, чтобы в сумме они давали глубину 100 км, назначить плотность каждого слоя согласно гистограмме вероятности. Согласно истинной модели создадим 20 наблюдений в равноотстоящих точках с введенными погрешностями.

Тогда принцип работы алгоритма сэмплинга можно описать как:

1. Описывается граф в пространстве моделей по которому будет совершаться априорное случайное блуждание.
2. Описывается апостериорное случайное блуждание, которое модифицирует априорное случайное блуждание и решает, возможно ли сделать этот шаг или требуется другой на основе функции правдоподобия из алгоритма Метрополиса [3].

Алгоритм, изложенный в [1], был реализован численно. Вычисления показывают, что с какого-то момента функция правдоподобия достигает некоторого “устойчивого” значения

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

и слабо меняется относительно этого значения. Требуется вычисление функции автокорреляции, чтобы отделить статистически независимые экземпляры выборки после достижения функции правдоподобия своего “устойчивого” значения, как правило, требуется совершать более сотни итераций алгоритма сэмпирования. Численный эксперимент показал хорошую сходимость с результатом, описанным в [1].

Выводы

Мы протестировали наше программное обеспечение на примере, изложенном в [1]. Хотя описанная модельная задача является линейной, принцип работы алгоритма не меняется с появлением нелинейности, поскольку позволяет использовать в качестве априорных распределений вероятности любые входные данные, включая гистограммы распределения. Применение этого метода для решения задач уточнения внутреннего строения планет и спутников тесно связано с компьютерной реализацией, и время работы численного эксперимента занимает значительное время. Например, алгоритму сэмпирования для одной переменной необходимо сделать более сотни итераций для построения априорной, исходной модели, затем необходимо достигнуть “устойчивого” значения функции правдоподобия, что может занимать тысячи итераций, затем проводить 100-1000 итераций для устранения автокорреляций. Итого для исследования одной априорной модели необходимо десятки тысяч итераций алгоритма. Одним из нововведений является использование современных компьютерных методов параллельных вычислений. Для одной истинной модели можно построить сотни априорных моделей, затем параллельно реализовывать алгоритм сэмпинга на каждой из них т.к. Метод Монте-Карло предполагает большую выборку данных для построения вероятностных характеристик.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-22-00074, <https://rscf.ru/project/23-22-00074>.

Список литературы

1. Mosegaard K., Tarantola A. Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems // J. Geophys. Res. 1995. V.100. N B7. P.12431-12447.
2. Tarantola, A., Inverse Problem Theory: Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation, Elsevier, New York, 1987. Tarantola, A., and B. Valette, Inverse problems = Quest for information, J. Geophys., 50, 159–170, 1982a.
3. Metropolis, N., A.W. Rosenbluth, M.N. Rosenbluth, A.H. Teller, and E. Teller, Equation of state calculations by fast computing machines, J. Chem. Phys., 1, (6), 1087–1092, 1953.

УДК 550.831.016

Об интерпретации гравитационных данных, заданных на рельефе

Д.Д. Бызов, П.С. Мартышко, А.И. Черноскотов

ivanov389@gmail.com

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Abstract. To build density models of the Earth's crust and upper mantle, the initial data are the values of the gravity anomaly. These data are preliminarily corrected for topography, which, in the first approximation for a "flat" model, is calculated as the field of a plane-parallel layer. Previously, the authors showed that insufficiently accurate approximation of the relief and neglect of the spherical shape of the planet introduce an error that exceeds the sensitivity of modern gravimeters by two decimal orders. This, in turn, will lead to interpretation errors. The practical possibility of constructing more accurate models requires the development of highly efficient computational algorithms and their software implementation. In previous works, the authors proposed such methods for solving the direct and inverse problems of gravimetry, taking into account the relief and sphericity (which do not require the calculation of corrections). The algorithms allow the use of irregular grids of the density model and the field. This paper describes the successive implementation of these methods, on the basis of which the solution of a practical three-dimensional inverse problem of gravimetry for the Ural region was obtained: a digital density model of the earth's crust was built based on the observed gravity data.

Введение

Одним из основных способов интерпретации измеренных гравитационных данных является решение обратной задачи гравиметрии (построение распределения плотности в выбранном объеме внутри Земли). При начальной обработке измеренных данных принято производить редукцию поля с поверхности измерений (рельефа) на некоторую референц-поверхность (референц-эллипсоид). Для точного выполнения этого этапа необходимо иметь данные о полном распределении плотности между поверхностями, обычно же используются различные эвристические и аппроксимационные методы, такие как внесение поправки за эквивалентный плоскопараллельный слой. Из-за этого возникают естественные погрешности в пересчитанных данных, что в свою очередь приводит к неточностям в решении обратной задачи. Значения погрешностей в поле (возникающих при введении поправки за рельеф) существенно превышают разрешающую способность современных гравиметров [1].

В данной работе рассмотрен метод численного решения прямой и обратной задач гравиметрии, позволяющий находить распределение плотности в области, заключенной между произвольной поверхностью рельефа «сверху» (заданной в виде карты высот) и эллипсоидальной поверхностью «снизу». Эта особенность позволяет исключить ошибки, связанные с неучетом сферической формы планеты (что может быть существенным при рассмотрении региональных моделей [2]) и с поправкой за рельеф. Предложенный метод реализован в виде программного обеспечения с использованием распределенных вычислений на графических ускорителях, что позволяет находить решение обратной задачи для территорий протяженностью порядка 1000×1000 км² и мощностью порядка 100 км в высоком разрешении (количество элементов разбиения модели порядка 10^8) за приемлемое время (до 1 недели).

Отметим, что предложенный метод не имеет никакого отношения к способу вычисления поправки Буге с определением переменной плотности промежуточного слоя [3].

Прямая задача гравиметрии

Определим, что будем понимать под «эллипсоидальной» трехмерной плотностной моделью с рельефом. Пусть «нижняя» граница модели – поверхность $H_b(L, B)$, «верхняя» граница (со стороны раздела земля-воздух) – поверхность рельефа $H_t(L, B)$. Функции $H_b(L, B)$ и $H_t(L, B)$ определены как превышения над поверхностью некоторого референц-эллипсоида вращения, $B \in \left[-\frac{\pi}{2}; \frac{\pi}{2}\right]$ – геодезическая широта, $L \in (-\pi; \pi)$ – долгота, связанные

с эллипсоидом. Все точки, расположенные между H_b и H_t , включены в модель. В указанной области $D \subset \mathbb{R}^3$ задано распределение плотности $\rho(p)$, $p \in D$. На поверхности $H_t(L, B)$ определена функция g_r – вертикальная составляющая гравитационного поля.

Вертикальная составляющая g_r напряженности гравитационного поля, создаваемого областью D , во внешней точке $q \notin D \setminus \partial D$ определяется интегралом:

$$g_r(q) = -\gamma \frac{\partial}{\partial \vec{n}_q} \int_D \frac{\rho(p) dV_p}{|\vec{r} - \vec{r}_0|},$$

где γ – гравитационная постоянная, dV_p – элемент объема интегрирования, \vec{n}_q – внешняя нормаль к поверхности референц-эллипсоида в ортогональной проекции точки q на эту поверхность, \vec{r} и \vec{r}_0 – радиус-векторы точек p и q , соответственно.

Для построения решения обратной задачи гравиметрии понадобится вычислительно эффективный метод решения прямой задачи. Такой был предложен авторами в предыдущих работах [1, 4], там же показаны его преимущества (по точности и быстродействию) по сравнению с известными методами. Здесь мы приведем его краткое описание.

Выберем некоторое разбиение $D = \cup_{i=1}^N D_i$. Считаем, что каждый элемент D_i имеет постоянную плотность. Аппроксимируем элементы разбиения D_i многогранниками \hat{D}_i . Суммируем по всем многогранникам гравитационные эффекты, каждый из которых вычисляем с помощью полученного авторами аналитического выражения (без использования формул численного интегрирования). Благодаря такому подходу достигается высокая точность и скорость вычислений, что является обязательным условием для практической применимости в методе решения обратной задачи.

Обратная задача гравиметрии

Рассматривается дискретная постановка трехмерной обратной задачи гравиметрии (процесс вычисления значений плотности по наблюдаемому полю). Наблюдаемое поле задано на некотором множестве точек поверхности рельефа. Распределение плотности ищется в виде кусочно-постоянной функции на заданной сетке. В этом случае обратная задача сводится к решению системы линейных уравнений: $A\vec{x} = \vec{f}$, где A – оператор прямой задачи (матрица), \vec{x} – вектор значений плотности элементов разбиения модели, \vec{f} – вектор значений дискретизированного поля g_r .

Трехмерная обратная задача гравиметрии о восстановлении распределения плотности по наблюдаемому полю является в этом общем случае некорректно поставленной, поэтому для ее решения необходимо использовать методы регуляризации. Регуляризованное решение будем искать как минимум функционала $u(\vec{x}) = \|(A^T A + \lambda E)\vec{x} - A^T \vec{f}\|^2 + \alpha \|\vec{x} - \vec{x}_0\|^2$, где E – единичная матрица, λ – параметр регуляризации, \vec{x}_0 – вектор значений плотности элементов разбиения начальной модели. Минимум u находим методом сопряженных градиентов Поляка–Рибьера [5]:

$$\vec{S}_0 = -\nabla u(\vec{x}_0),$$

$$1) t_i = \underset{t}{\operatorname{argmin}} u(\vec{x}_i + t\vec{S}_i), \quad \vec{x}_{i+1} = \vec{x}_i + t_i\vec{S}_i,$$

$$2) \omega_i = \max\left(0, \frac{(\nabla u(\vec{x}_{i+1}), \nabla u(\vec{x}_{i+1}) - \nabla u(\vec{x}_i))}{(\nabla u(\vec{x}_i), \nabla u(\vec{x}_i))}\right),$$

$$3) \vec{S}_{i+1} = -\nabla u(\vec{x}_{i+1}) + \omega_i \vec{S}_i,$$

$$4) \text{Критерий остановки: } \|\vec{S}_{i+1}\| < \varepsilon_1 \text{ или } \|\vec{x}_{i+1} - \vec{x}_i\| < \varepsilon_2.$$

Ключевым моментом является наличие вычислительно эффективной программной реализации алгоритма решения прямой задачи, без которой невозможно производить поиск решения обратной задачи для плотностных моделей высокого разрешения (с количеством элементов разбиения порядка 10^8) за приемлемое время. Ранее авторы разработали такую программную реализацию на основе оригинального алгоритма [4] для эллипсоидальной

модели участка земной коры. Затем алгоритм был обобщен для решения прямой задачи на рельефе (заданном картой высот) [1]. Далее описанный алгоритм обратной задачи был опробован на синтетических моделях [6], что позволило дать оценку таким характеристикам, как скорость сходимости, время счета, зависимость морфологии решения от значений настроечных параметров.

Практический пример

Цифровая модель XGM2019e_2159 гравитационного поля изучаемой области (60° - 68° с.ш. 48° - 72° в.д.) получена с онлайн-ресурса ICGEM [7]. Выбранное представление данных, «gravity disturbance» - массив значений вертикальной производной гравитационного потенциала на поверхности рельефа минус значение вертикальной производной потенциала нормального поля в той же точке.

При решении обратной задачи одним из ключевых факторов является наличие модели начального приближения, содержащей в себе априорные данные о распределении плотности. Такая модель должна включать в себя все требуемые геологические особенности, так как мы будем искать решение, минимально от нее отличающееся в квадратичной метрике.

Для рассматриваемой территории часть модели начального приближения, расположенная «ниже» поверхности референц-эллипсоида, была построена с опорой на имеющиеся профили ГСЗ, МОВЗ по методике, описанной в работе [8]. Слой рельефообразующих пород (область «выше» поверхности референц-эллипсоида) в модели начального приближения был заполнен постоянной плотностью 2.67 г/см^3 . Число элементов разбиения получившейся модели оказалось равным $358 \times 261 \times 81$, порядка 10^7 , примерные размеры элемента разбиения в слоях ниже референц-поверхности – $4 \text{ км} \times 4 \text{ км} \times 1 \text{ км}$.

Для построения решения до достижения невязки по полю 3% (и погрешности по минимизируемому функционалу 0.3%) потребовалось 39 итераций метода (~2.5 часа с использованием 3х GPU AMD Radeon VII и 2х AMD Radeon RX5700XT). На рисунке 1 показана плотностная модель начального приближения и результат решения обратной задачи (рельеф в масштабах рисунка практически не виден). Плотности слоя рельефообразующих пород показаны на рисунке 2. В таблице 1 указаны характеристики моделей.

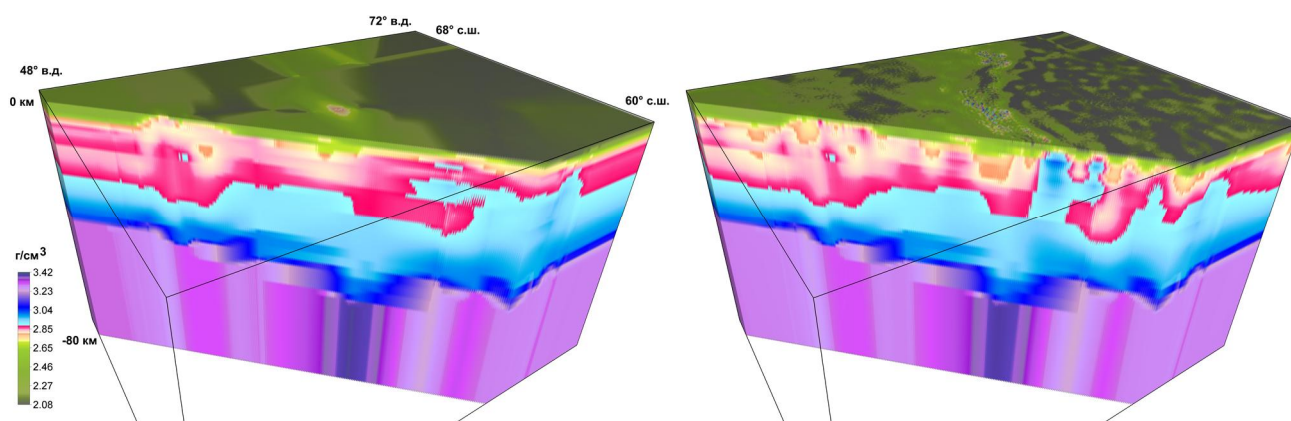


Рис. 1. Плотностная модель начального приближения (слева) и результирующая модель (справа). Выполнен диагональный срез.

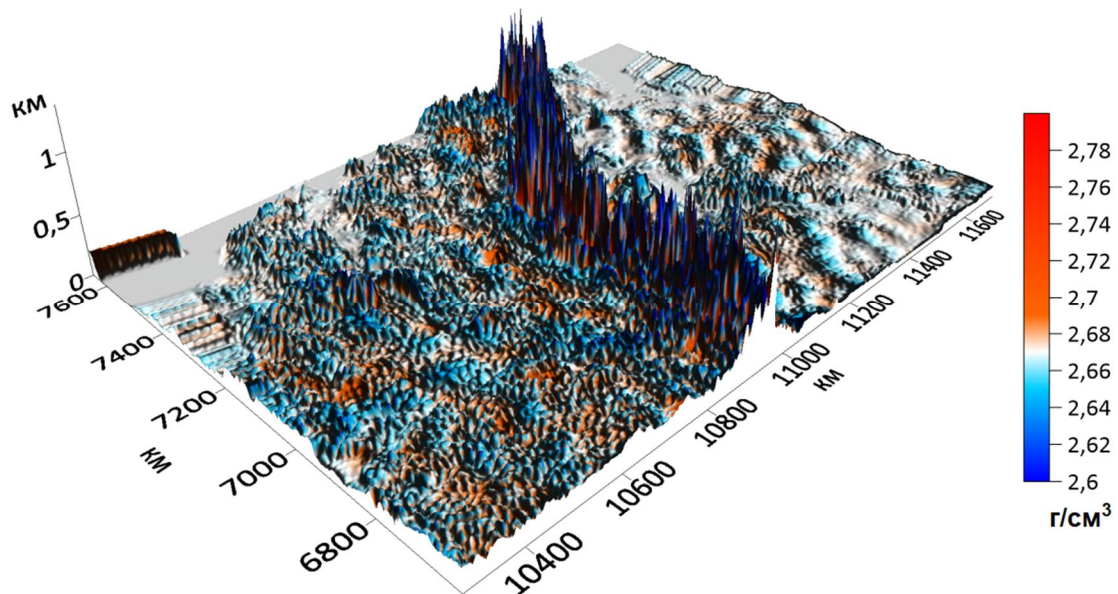


Рис. 2. Результат решения обратной задачи: распределение плотности в слое рельефообразующих пород, наложенное на поверхность рельефа.

Таблица 1. Характеристики плотностных моделей.

Модель	мин.; макс. (г/см ³)	среднее (г/см ³)	1-перцентиль; 99- перцентиль (г/см ³)	Относительное отклонение от модели начального приближения, %
Начального приближение	2.05; 3.41	3.1	2.23; 3.38	-
Найденная поправка	-0.67; 0.65	0	-0.07; 0.06	0.7
Результирующая модель (сумма начальной модели и найденной поправки)	1.86; 3.41	3.08	2.22; 3.38	0.1

Несмотря на почти 100% разницу между наблюдаемым полем и полем модели начального приближения, для уменьшения невязки потребовались очень небольшие (в смысле относительного отклонения) поправки модели. Данные поправки локализованы в основном в верхних слоях модели, где их влияние особенно заметно.

Заключение

Проведенные исследования показывают, что в настоящее время имеется возможность выполнять интерпретацию наблюдаемых гравитационных данных с учетом «сферичности» без предварительного вычисления поправок за топографию, используя для построения плотностных моделей аномалии в свободном воздухе. В данной работе приведен пример такой интерпретации на основе параллельных алгоритмов, разработанных авторами и реализованных с использованием распределенных вычислений на графических ускорителях персональных компьютеров. Получено решение практической трехмерной обратной задачи гравиметрии для уральского региона: по наблюдаемым гравитационным данным построена цифровая плотностная модель земной коры. Эффективность разработанного авторами метода интерпретации не зависит от регулярности сеток плотностной модели и вычисляемого поля. При этом определяются параметры плотностной модели, ограниченной сверху поверхностью рельефа. Такой подход позволит существенно повысить точность определения параметров моделей.

Литература

1. *Мартышко П.С., Бызов Д.Д., Чернокутов А.И.* Об интерпретации гравитационных данных, измеренных на рельефе // Доклады Академии Наук. 2020. Т. 495. № 2. С. 51-55.
2. *Мартышко П.С., Бызов Д.Д., Чернокутов А.И.* Об учете влияния сферичности земли при трехмерном плотностном моделировании // Доклады Академии Наук. 2017. том 477. № 2. С. 221-225. DOI: 10.7868/S0869565217320184.
3. *Vajk R* Bouguer corrections with varying surface density // Geophysics. 1956. Vol. 21. Issue 4. pp 1004-1020. DOI: 10.1190/1.1438292.
4. *Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д., Чернокутов А.И.* О решении прямой задачи гравиметрии в криволинейных и декартовых координатах: эллипсоид Красовского и “плоская” модель // Физика Земли. 2018. № 4. С. 31-39.
5. *Henk A. van der Vorst* Iterative Krylov Methods for Large Linear System // Cambridge University Press. 2003. 221 с.
6. *Martyshko P.S., Byzov D.D., Chernoskutov A.I.* Computationally effective gravity inversion allows for high-resolution regional density modeling of earth's crust with the inclusion of the topography layer // Russian Journal of Earth Sciences. 2022. Vol. 22. № 2. pp. ES2002.
7. *Ince, E. S., Barthelmes, F., Reißland, S., Elger, K., Förste, C., Flechtner, F., Schuh, H.* ICGEM – 15 years of successful collection and distribution of global gravitational models, associated services and future plans // Earth System Science Data. 2019. № 11. pp. 647-674.
8. *Мартышко П.С., Цидаев А.Г., Колмогорова В.В., Ладовский И.В., Бызов Д.Д.* Скоростные и плотностные разрезы верхней части литосферы североуральского сегмента // Физика Земли. 2022. № 3. С. 12-25.

УДК 550.831

К вопросу о вычислении поправок за промежуточный слой и рельеф в гравиразведке

С.Г. Бычков

bsg@mi-perm.ru

Горный институт УрО РАН, Пермь, РФ

Abstract. A comparison of the Bouguer corrections calculated by standard formulas and by solving a direct problem for a layer bounded from above by the terrain and from below by an ellipsoid or geoid is made. It is shown that the anomalies obtained by solving the direct problem contain significant errors and cannot be used to interpret gravity data and build regional models of the earth's crust.

Как известно [4], аномалией силы тяжести (Δg) является разность между измеренным значением силы тяжести в гравиметрическом пункте ($g_{\text{набл}}$) и нормальным значением (γ_0), которое вычисляется на общеземном эллипсоиде. В эти аномалии вводятся три поправки:

- за высоту H или нормальный вертикальный градиент силы тяжести равный в предположении, что Земля является однородным шаром, 0.3086 мГал/м (аномалия силы тяжести, полученная после введения этой поправки, обычно называется «аномалией в свободном воздухе» или Фая);

- за промежуточный слой ($\delta g_{\text{пр.сл}} = 0.0419\sigma H$), т.е. слой горных пород с плотностью σ , расположенный между уровнями измеренного и нормального значений силы тяжести, считая его плоскопараллельным, бесконечным и однородным;

- за влияние рельефа ($\delta g_{\text{рф}}$), которая «выравнивает» реальный промежуточный слой до идеализированной плоскопараллельной пластины.

Полученные аномалии силы тяжести, вычисляемые по формуле (1), носят имя П. Буге (1698 – 1758) и являются в гравиразведке основными исходными данными для получения информации о геологическом строении территорий [4].

$$\Delta g_{\text{Б}} = g_{\text{набл}} - \gamma_0 + 0.3086H - 0.0419\sigma H + \delta g_{\text{рф}}. \quad (1)$$

Самой трудоемкой операцией при вычислении аномалий силы тяжести в редукции Буге является вычисление поправок за влияние рельефа. Трудности связаны, прежде всего, с необходимостью создания детальной цифровой модели рельефа для решения прямой задачи гравиразведки, причем специфика решения этой задачи такова, что требует задания весьма густой сети высотных отметок вблизи точки расчета и допускает разрежение этой сети по мере удаления от нее.

Возможно трудности вычисления поправок за влияние рельефа обусловили появление работ [1, 2, 6], где предлагается решить прямую задачу для слоя, ограниченного сверху рельефом местности, а снизу эллипсоидом, и вычесть полученный эффект из аномалий в свободном воздухе. Сравнивая результат решения прямой задачи с эффектом плоскопараллельного бесконечного слоя, авторы утверждают, что такой подход «позволит существенно повысить точность определения параметров моделей» [6, стр. 54]. Хотя понятно, что нельзя сравнивать гравитационные эффекты плоского слоя и реальной толщи пород и делать вывод о «повышении точности», попробуем оценить погрешности, которые вносятся в аномалии Буге при таком подходе.

В качестве примера использованы материалы гравиметрической съемки на площади, расположенной в предгорной местности на востоке Пермского края. Масштаб съемки 1:50 000; сеть наблюдений примерно 1000×200 м; размеры площади около 18×27 км (490 км^2); перепад высот рельефа от 140 м до 500 м. Среднеквадратическая погрешность определения наблюдаемых значений силы тяжести ± 0.033 мГал. Поправки за влияние рельефа вычислялись в радиусе 200 км по методике, изложенной в работе [3] с использованием топографических карт масштаба 1:50 000. Значения поправки за влияние

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

рельефа местности изменяются в диапазоне от 0.12 до 3.79 мГал; погрешность их определения составила ± 0.043 мГал. Средняя плотность промежуточного слоя, определенная методом Неттлетона [4], составила 2.50 г/см^3 .

Исходные данные по площади представлены на рис. 1. Карта рельефа построена здесь только по высотам гравиметрических пунктов, т.е. в действительности изрезанность рельефа больше. Диапазон изменения гравитационного поля составляет около 10 мГал.

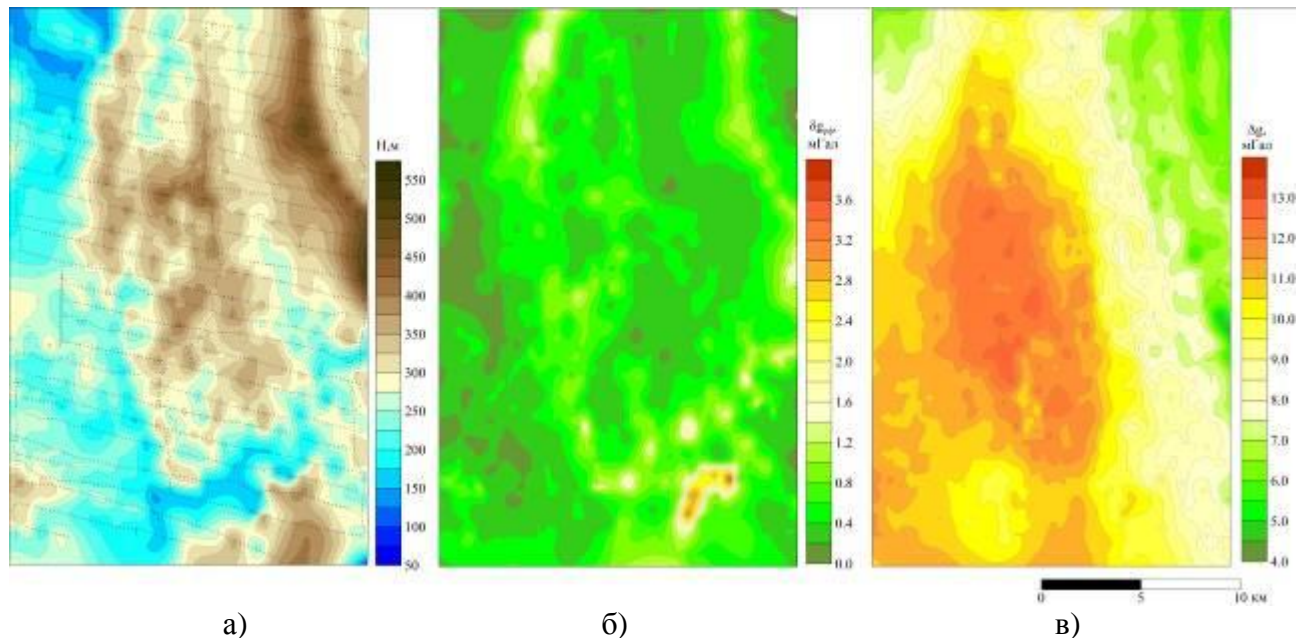


Рис. 1. Данные гравиметрической съемки: рельеф местности (а) (точками показаны пункты наблюдений), поправки за влияние рельефа (б), аномалии силы тяжести в редукции Буге (в)

Заметим, что ранее полевые данные гравиметрической съемки на данной площади использовались нами для оценки погрешностей, вносимых упрощенной процедурой вычисления аномалий Буге по формуле (1), которая не учитывает сферичность Земли и еще ряд помех негеологического характера. Разность аномалий, вычисленных различными способами, составила более 0.75 мГал, т.е. почти в 25 раз превосходящую точность полевой гравиметрической съемки [3].

Прямая задача решалась для слоя, ограниченного сверху рельефом местности, снизу – уровнем геоида, относительно которого измерялись высоты пунктов и относительно которого указаны изолинии высот на топографических картах. Как показали ранее проведенные вычисления [3], косвенный эффект, т.е. поправки за ундуляции геоида относительно эллипсоида на данной площади находятся в пределах 0.081 мГал и изменяются очень плавно. Вычисления велись только в пределах данной площади, предполагая, что эффект удаленных форм рельефа создает плавный фон, не влияющий на высокочастотную составляющую погрешности. Гравитационный эффект данной модели вычтен из аномалий в свободном воздухе (рис. 2 а), а полученные значения вычтены из аномалий силы тяжести (рис. 2 б).

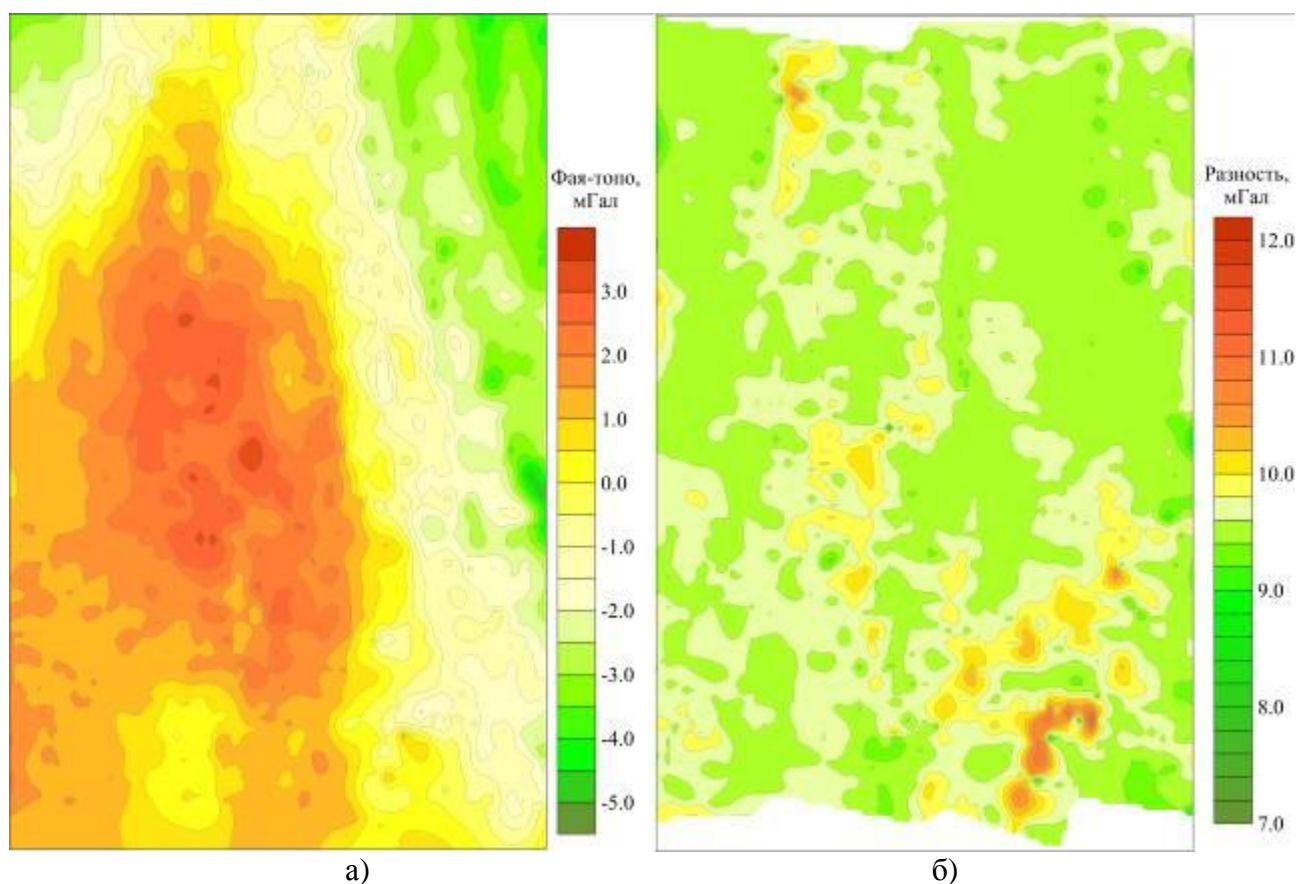


Рис. 2. «Аномалии Буге», полученные путем решения прямой задачи (а) и их отличия от аномалий, вычисленных по формуле (1) (б)

Диапазон разности полей составляет около 5 мГал, что составляет половину диапазона изменения гравитационного поля на данной площади и соответствуют величинам изменения поправок за влияние рельефа. Области максимальных величин погрешности совпадают с областями максимальных величин поправок за влияние рельефа (рис. 1 б), т.е. можно утверждать, что при таком подходе учет влияния рельефа не происходит. Интерпретацию таких данных производить нельзя.

Изменение абсолютного уровня аномалий, по нашему мнению, обусловлено неучтенными формами рельефа за пределами площади. Вычисления производились только в пределах площади при размерах ячейки 200×200 м. Увеличение или уменьшение детальности модели не приводили к изменению величины разности, менялся только частотный состав.

Здесь надо также заметить, что геодезисты не рекомендуют интерполировать аномалии в свободном воздухе: для построения регулярной сетки этих данных применяется так называемая «косвенная» интерполяция [5]. Аномалии в свободном воздухе пересчитываются в аномалии Буге, которые интерполируются, а затем пересчитываются обратно в аномалии в свободном воздухе, используемые в геодезии.

По нашему мнению, основной причиной расхождений аномалий Буге, вычисленных различными способами, является недостаточная точность модели рельефа местности, построенной по топографическим картам. Высоты гравиметрических пунктов определяются в процессе полевых работ с точностью до нескольких сантиметров, обеспечивая погрешность аномалий Буге $\pm 0.005-0.010$ мГал. Расхождения высот, определенных инструментально и представленных на топографических картах масштаба 1:50 000 и даже 1:25 000, могут составлять несколько десятков метров [3]. Погрешность вычисления поправок Буге при этом составляет более 1 мГал. Дополнительным источником ошибки в

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

аномалиях Буге является интерполяция значений высот и аномалий в свободном воздухе в узлы регулярной сетки, оценить которую невозможно.

Таким образом, поправки Буге, полученные путем решения прямой задачи для слоя, ограниченного сверху рельефом местности, а снизу эллипсоидом или геоидом, содержат значительные погрешности и не могут быть использованы для интерпретации гравиметрических данных и построения региональных моделей земной коры.

Литература

1. Бызов Д.Д., Чернокутов А.И. Моделирование гравитационного поля сферической плотностной модели с рельефом // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Екатеринбург, 2021. С. 40-43.
2. Бызов Д.Д., Чернокутов А.И. Расчет гравитационной поправки за влияние рельефа // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 48-й сессии Международного научного семинара Д.Г.Успенского - В.Н.Страхова. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2022. С. 58-62.
3. Бычков С.Г., Долгаль А.С., Симанов А.А. Вычисление аномалий силы тяжести при высокоточных гравиметрических съемках. Пермь, УрО РАН. 2015. 142 с.
4. Гравиразведка: справочник геофизика / под ред. Е.А. Мудрецово́й, К.Е. Веселова. М.: Недра. 1990. 607 с.
5. Грушинский Н.П. Теория фигуры Земли. М.: Наука, 1976. 512 с.
6. Мартышко П.С., Бызов Д.Д., Чернокутов А.И. Об интерпретации гравитационных данных, измеренных на рельефе // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 495, №2. С. 51-55.

УДК 550.831

Вектор Владимира Марковича Новоселицкого
С.Г. Бычков, Г.В. Простолупов, Г.П. Щербинина
bsg@mi-perm.ru

Горный институт УрО РАН, г. Пермь, РФ

Abstract. The article is dedicated to the memory of Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Honored Scientist of the Russian Federation Vladimir Markovich Novoselytsky (January 1, 1935 - October 29, 2008), one of the organizers of the International Scientific Seminar and School-Seminar named after. D.G. Uspensky "Issues of the theory and practice of geological interpretation of gravitational, magnetic and electric fields".

В.М. Новоселицкий – известный в России и за ее пределами ученый в области фундаментальной и прикладной геофизики. Развиваемые им направления связаны с комплексными геолого-геофизическим исследованиями и освоением земных недр - поиск и разведка месторождений полезных ископаемых, геоэкологические, инженерно-геологические исследования, прогноз природных и природно-техногенных чрезвычайных ситуаций. Его разработки являются определяющими в теории и практике разведочной геофизики, горной геофизики, в направлении обеспечения безопасности населения и народнохозяйственных объектов.

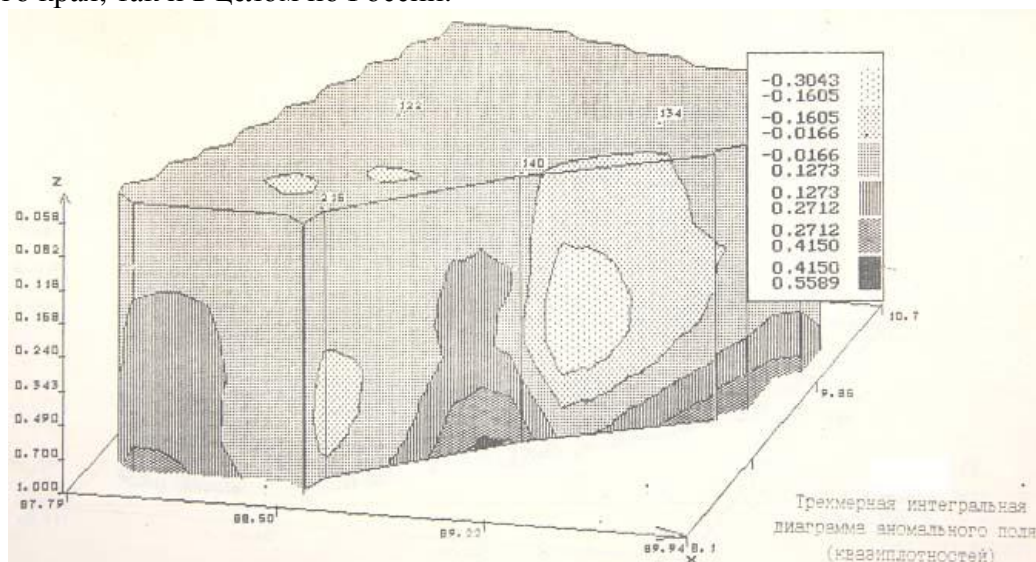


В.М. Новоселицкий

Владимир Маркович Новоселицкий после окончания в 1958 г. кафедры геофизики Пермского университета работал в полевых партиях конторы «Пермнефтегеофизика», с 1961 г. был аспирантом и ассистентом Пермского университета. В период с 1965 по 1985 гг. он работал в Камском отделении Всесоюзного научно-исследовательского геологоразведочного института, где прошел путь от старшего геолога до зав.отделом геофизических методов. В 1985 – 1988 гг. Владимир Маркович – профессор Пермского политехнического института. С 1988 г. он работает в Горном институте Уральского отделения Российской академии наук. Его научно-организационная деятельность во многом способствовала созданию и становлению Горного института УрО РАН и превращению его в крупный центр фундаментальной и прикладной науки Уральского региона.

Основной его вклад в фундаментальную науку связан с развитием теории и практики интерпретации геопотенциальных полей. В.М. Новоселицким введен в интерпретационный процесс класс слоистых сред с латеральной изменчивостью физических свойств, что позволило развить новое направление, связанное с исследованием латеральной зональности

осадочных слоев в пределах локальных структур и ее отражением в геофизических полях. Крупный научный результат в области геофизики - векторные трансформации потенциальных полей, разработанные В.М. Новоселицким, получили заслуженное признание, ведущих геофизических центров России и зарубежных стран. Созданная под его руководством уникальная технология векторного сканирования геопотенциальных полей, реализованная в интерпретационной системе «Vector», нашла широкое применение при решении многих геолого-разведочных и инженерно-экологических задач, как на территории Пермского края, так и в целом по России.



Одна из первых 3D диаграмм гравитационного поля, распечатанная на матричном черно-белом принтере (1998 г.)

В.М. Новоселицким установлен новый научный факт связи особенностей геопотенциальных полей и реальных геологических сред, определяющий методологию и методику построения тектонических схем; обнаружен эффект автолокализации геопотенциальных полей слоистых сред нефтегазоперспективных объектов, расширяющий разведочные возможности геопотенциальных методов геофизики, разработана методика прогнозирования нефтегазоперспективных объектов по геопотенциальным полям; создан новый класс геофизических приборов на магнитных и диамагнитных подвесах; разработана и внедрена в практику наземно-подземная гравиметрия.

Созданная им научная школа широко известна как в России, так и за ее пределами. Под его руководством велся широкий фронт работ по созданию информационных технологий детального изучения земных недр. Им впервые с точки системного подхода начато комплексное изучение осадочного чехла северо-востока Урало-Поволжья, что позволило достигнуть крупных успехов в деле исследования и освоения недр. Пионерские работы в изучении послойной зональности физических свойств осадочного чехла для Пермской области позволили определить нефтегазоперспективные территории и зоны, спрогнозировать 26 месторождений на территории Пермской области, 20 из которых разрабатываются.

Рост информативности и геологической содержательности решаемых задач позволили в 1998-2004 гг. перейти к качественно новому уровню научных работ и привели к необходимости тесной их интеграции с практикой полевых исследований. В.М. Новоселицкий стал одним из инициаторов и разработчиков федеральных и региональных программ освоения недр, и непосредственно занимается реализацией крупных проектов подготовки ресурсов углеводородов Приволжского федерального округа. Потенциал научного коллектива и производственные возможности полевой геофизической экспедиции, созданных В.М. Новоселицким, широко востребованы - выполнены крупные исследования по контрактам с Министерством природных ресурсов и недропользователями, направленные

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

на прогнозирование нефтегазовых объектов в Пермском крае, Волгоградской, Тюменской, Оренбургской, Кировской, Астраханской, Калининградской областях, Республике Коми, Удмуртской республике, Ханты-Мансийском автономном округе. Целый ряд научных исследований, возглавляемых В.М. Новоселицким, поддержан грантами Российского фонда фундаментальных исследований.

Возглавляемые В.М. Новоселицким работы в области послыной зональности послужили основой для детального комплексного изучения Верхнекамского месторождения калийных солей (ВКМКС) с целью его безопасной эксплуатации. В 2000-2004 гг. В.М. Новоселицким выполнены пионерские исследования на территории ВКМКС по выявлению опасных зон в связи с подработкой жилых и промышленных районов в г. Березники.

Законодательным Собранием Пермской области была принята программа «Безопасность жизнедеятельности и организация мониторинговых систем прогноза природных и природно-техногенных чрезвычайных ситуаций на территории Пермской области на 1998-2000 гг.», разработанная под научным руководством В.М. Новоселицкого. Необходимость создания программы связана с высоким уровнем риска возникновения природных и природно-техногенных чрезвычайных ситуаций на территории области. Работы, определенные в программе, проводятся и в настоящее время.

В.М. Новоселицкий вел активную работу, являясь, членом ученых советов по присуждению ученых степеней доктора и кандидата наук Горного института УрО РАН и Пермского государственного университета. За последние пять лет под его руководством защищено три докторских и семь кандидатских диссертаций. Как преподаватель и профессор Пермского государственного технического и Пермского государственного университетов он участвовал в подготовке высококвалифицированных инженеров-геофизиков, геологов и геодезистов.

В.М. Новоселицкий является автором и соавтором более 200 публикаций, включая 4 монографии и 22 авторских свидетельства на изобретения. Он проводил большую научную и научно-организационную работу, являясь членом оргкомитетов Международных и Всероссийских научных форумов. Вместе с академиком В.Н. Страховым он являлся одним из организаторов Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей», имеющего огромное значение для развития фундаментальной и прикладной науки. По его инициативе были организованы школы-семинары с тем же названием. Первая такая школа прошла в 1976 г. в г. Перми. Последний раз Владимир Маркович встречал участников семинара, посвященного его 70-ти летию, в Перми в 2005 г.

В.М. Новоселицкий имеет государственные награды: медаль «За доблестный труд. В ознаменование 100-летия со дня рождения В.И. Ленина», 1970 г.; медаль «Ветеран труда», 1987 г.; орден Почета, 1998. Указом Президента Российской Федерации в 2006 г. за большой вклад в развитие отечественной науки он награжден орденом «За заслуги перед отечеством» IV степени. За открытие эффекта автолокализации В.М. Новоселицкий награжден серебряной медалью РАЕН им. академика Капицы (1990 г.). Он является лауреатом премии Пермской области им. Г.А. Максимовича 2000 г. за создание нового метода – наземно-подземной гравиметрии.

В.М. Новоселицкий был разносторонне талантливым человеком. Он увлекался классической музыкой, искусством, мировой историей и многим другим. В 2000 г. вышел его сборник избранных стихотворений «Струнный звук». Он всегда был душой компании, любил жизнь, любил людей... Но смерть неумолима.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.



Участники школы-семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей (1976 г.)



Участники семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей (2005 г.)

**Контроль динамики развития разуплотненных зон
на основе повторных гравиметрических исследований**

С.Г. Бычков, А.А. Симанов, В.В. Хохлова

bsg@mi-perm.ru

Горный институт УрО РАН, Пермь, РФ

Abstract. On the undermined areas of the Verkhnekamskoye potash deposit, located in the Perm region, the processes of reshaping the density of rocks under the influence of the process of subsidence of the earth's surface take place. Repeated gravimetric surveys make it possible to identify dynamically active zones where processes of rock deconsolidation occur and which pose a danger in terms of the safety of the mine from flooding. The paper shows that, based on the results of monitoring gravimetric observations, it is possible to predict areas of dangerous geological processes and to control subsidence of the earth's surface.

Проявление негативного воздействия шахтных выработок в горном массиве существует на всех подработанных землях, в том числе и на Верхнекамском месторождении калийных солей, расположенном в Пермском крае. Добыча калийных солей на Верхнекамском месторождении предъявляет повышенные требования к степени изученности геологического строения территории и безопасности проведения горных работ. Повышенные требования связаны с тем, что на современном этапе освоения месторождения, когда суммарная техногенная нагрузка на недра стала необычайно велика, все чаще стали проявляться негативные явления, ведущие к затоплению рудников и провалам земной поверхности. Надежным инструментом фиксации и изучения процессов разрушения в подработанном массиве, выявления разуплотненных зон и динамики их развития является анализ и интерпретация гравиметрических данных [1-4].

Повторные и мониторинговые гравиметрические наблюдения на Верхнекамском месторождении калийных солей (ВКМКС) проводятся с целью выявления неприливных вариаций силы тяжести, связанных с техногенным воздействием на геологическую среду. По результатам повторных гравиметрических наблюдений рассчитывается динамическая аномалия силы тяжести, определяемая как разность между последующими и предыдущими значениями силы тяжести. Поскольку гравитационное поле является аддитивным, отдельные составляющие его, обусловленные породами, в которых не происходили изменения плотности, будут иметь нулевые значения в динамических аномалиях. В отрицательных аномалиях будут фиксироваться только фрагменты геологического разреза, где произошли процессы разуплотнения пород, связанные с техногенными процессами при добыче полезного ископаемого.

Для создания и опробования технологии проведения, обработки и интерпретации мониторинговых гравиметрических наблюдений над затопленными шахтными полями на территории г. Березники был создан гравиметрический полигон [3]. Разработана методика высокоточных полевых работ с измерением как гравитационного поля, так и высот пунктов [2]. Для интерпретации результатов разработаны геологическая и динамическая модели гравиметрического мониторинга, адаптирована методика синтеза качественных и количественных методов [1, 4]. Результатом интерпретации динамических аномалий является вероятный интервал глубин изменения массы (объема) горных пород, произошедший между двумя парами измерений поля.

В результате обобщения опыта проведения мониторинговых гравиметрических наблюдений на Верхнекамском месторождении калийных солей установлено, что по результатам мониторинговых гравиметрических наблюдений можно прогнозировать участки опасных геологических процессов и осуществлять контроль за оседаниями земной поверхности.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

На одном из участков Верхнекамского месторождения калийных солей, расположенного в Пермском крае, на подработанной подземными горными работами территории развилась область интенсивного оседания земной поверхности. Через три года после завершения отработки продуктивных пластов в зоне максимального оседания, где уровень грунтовых вод стал выше земной поверхности, сформировалось техногенное озеро. Современная длина озера 1.2 км, ширина южной части 0.7 км, северной – 0.4 км. Обширная область оседания подработанных пород сформирована в пределах крутого (более 4°) склона соляного поднятия.

Современное плотностное состояние подработанного массива, как результат изменений на всех стадиях развития территории – геологической и техногенной, отражается в гравитационном поле.

В районе техногенного озера гравиметрическая съемка масштаба 1:10 000 с плотностью пунктов наблюдения 100×100 м проводилась в зимний период в 2016, 2018 и 2021 годах (в 2016 г. съемка проведена только в центральной части участка) (рис. 1). Детальные гравиметрические наблюдения позволили получить картину плотностного строения подработанного массива, выявить участки повышенной и пониженной плотности пород.

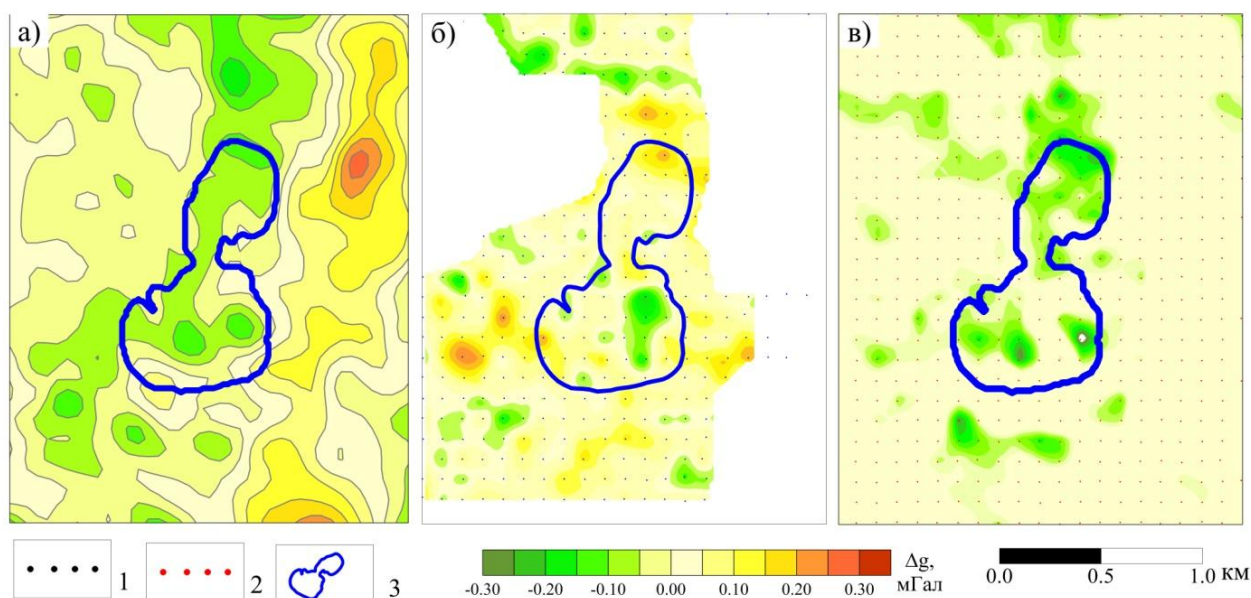


Рис. 1. Карта локальных (а) и динамических аномалий силы за период 2016-2018 гг. (б) и 2018-2021 гг (в): 1 – пункты наблюдений, 2 – пункты наблюдений 2016 г., 3 – контур техногенного озера

На карте локальных аномалий силы тяжести (рис. 1 а) диапазон изменения значений поля в пределах участка составляет около 1 мГал. Локальные аномалии получены путем вычитания из наблюденного поля гравитационного эффекта кровли соляной толщи, залегающей на абсолютных глубинах от 0 до -250 м. Данная плотностная граница вносит основной вклад в суммарное гравитационное поле. Учитывая, что более глубокозалегающие отложения создают плавные аномалии, которые при данных размерах площади будут являться региональным фоном, в разностном поле, полученном вычитанием из наблюденного поля гравитационного эффекта кровли солей, останется только влияние плотностных неоднородностей надсоляной толщи.

На карте локальных аномалий силы тяжести зона отрицательных аномалий, отражающая наиболее разуплотненные пород, расположена под техногенным озером и распространяется в субмеридиональном направлении. По результатам решения линейной

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

обратной задачи получено, что плотность надсоляных пород в пределах этих аномалий понижена на $0.05 - 0.08 \text{ г/см}^3$. Данные аномалии отражают природные разуплотненные зоны подработанной толщи от подошвы продуктивной толщи (кровли ненарушенного массива) до земной поверхности в которых продолжают процессы разуплотнения пород.

Восточнее озера выделяется субмеридиональная зона положительных локальных аномалий силы тяжести. Очевидно, что в этой части участка залегают более плотные породы в надсоляной толще.

Анализ изменения гравитационного поля в период 2016 - 2018 гг. и 2018 – 2021 гг. позволил выявить участки, где в настоящее время происходят изменения плотности, обуславливающих оседания земной поверхности и увеличение размеров техногенного озера. Увеличение амплитуды и размеров отрицательных динамических аномалий свидетельствует о продолжении процесса разуплотнения пород.

Сравнение динамических аномалий силы тяжести за период 2016–2018 гг. и 2018–2021 гг. приведено на рис. 1 б, в. Если к 2018 г. отрицательные динамические аномалии, отражающие процесс разуплотнения пород, отмечались преимущественно в южной части озера (рис. 1 б), то в период 2018-2021 гг. разуплотнение пород происходило практически во всей центральной части участка (рис. 1 в). Зона разуплотнения пород протягивается с севера на юг под техногенным озером и в целом совпадает с зоной изначально менее плотных пород, создающих локальные отрицательные аномалии (рис. 1 а). Увеличился также диапазон изменения поля: от 0.2 мГал в 2016–2018 гг. до 0.3 мГал в 2018–2021 гг. Наиболее интенсивные отрицательные динамические аномалии в настоящее время фиксируются в северной части озера. Восточнее озера в зоне положительных локальных аномалий силы тяжести, где залегают более плотные породы, уменьшение значений поля не происходило.

Следует отметить смену знака динамической аномалии в южной части озера. В период 2016–2018 гг. здесь была наиболее интенсивная отрицательная динамическая аномалия, а к 2021 г. динамическая аномалия стала положительной. По нашему мнению, инверсия динамических аномалий объясняется процессом оседания земной поверхности (углублением дна озера). Оседание земной поверхности над зоной разуплотнения приводят к уплотнению пород, что фиксируется положительной динамической аномалией силы тяжести. Это свидетельствует о прекращении процесса разуплотнения пород или начале нового цикла «разуплотнение пород – оседание – уплотнение пород».

Данные повторных гравиметрических наблюдений свидетельствуют о продолжении процесса разуплотнения подработанного массива в данной зоне. Вероятно, здесь следует ожидать наиболее интенсивные оседания земной поверхности и расширение озера на север и юг. К востоку от озера залегают более плотные породы, процесса разуплотнения пород здесь не происходит.

Таким образом, на основании анализа локальных и динамических аномалий силы тяжести, процесса оседаний земной поверхности и результатов вычисления плотности приповерхностных отложений можно сделать следующие основные выводы.

1. Наиболее интенсивные оседания земной поверхности происходят на участках пониженной плотности горных пород, т.е. в природных разуплотненных зонах. Эти зоны отчетливо фиксируются локальными отрицательными аномалиями силы тяжести.

2. Продолжение процесса разуплотнения определяется по данным гравиметрического мониторинга отрицательными динамическими аномалиями силы тяжести. По плановому совпадению локальных отрицательных аномалий и отрицательных динамических аномалий силы тяжести можно прогнозировать участки опасных геологических процессов.

3. Участки повышенных оседаний, сопровождаемые увеличением величины динамической аномалии, объясняются компенсацией значений аномалий уплотнением пород верхней части разреза, что свидетельствует о замедлении или прекращении процесса разуплотнения пород.

Выявление техногенных разуплотненных зон в подработанном массиве по данным гравиметрического мониторинга позволяет конкретизировать форму и место проявления

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

техногенных деформаций в пространстве подработанной толщи и прогнозировать участки опасных геологических процессов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ в рамках соглашения по государственному заданию № 075-03-2021-374 от 29 декабря 2020 г. (рег. номер 122012000398-0).

Литература

1. Бычков С.Г., Мичурин А.В., Симанов А.А. Интерпретация результатов гравиметрического мониторинга на аварийных участках рудников Верхнекамского месторождения калийных солей // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Сборник научных трудов. Вып. 1 (46). – Пермь: ГИ УрО РАН, ПГНИУ, 2019. – С. 59-63.
2. Бычков С.Г., Мичурин А.В., Симанов А.А., Хохлова В.В. Выявление техногенных изменений в водозащитной толще месторождения калийных солей по мониторинговым гравиметрическим наблюдениям // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 47-й сессии Международного научного семинара Д.Г.Успенского - В.Н.Страхова. Воронеж: Научная книга. 2020. С. 49-51.
3. Бычков С.Г., Симанов А.А., Хохлова В.В. Основные результаты мониторинговых гравиметрических наблюдений на полигоне в г. Березники // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 48-й сессии Международного научного семинара Д.Г.Успенского - В.Н.Страхова. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2022. С. 58-62.
4. Bychkov S., Dolgal A., Simanov A. Interpretation of Gravity Monitoring Data on Geotechnical Impact on the Geological Environment // Pure and Applied Geophysics. – 2021. – V. 178, №1. – P. 107–121.

УДК 550.837+620.179.14+621.317.33.83

Разработка технологии диагностики технического состояния внутритрубного защитного покрытия промышленных труб нефтяных месторождений

Ван Сяолун

dudkinmsu@yandex.ru

Уральский Государственный Горный Университет, Екатеринбург, Россия

Abstract. Theoretical aspects and experimental results of physical modeling for the development of a new technology for monitoring the technical condition of the internal polymer coating of field pipes for transporting oil and oil products with the aim of creating technologically advanced mobile diagnostic tools are studied. The high information content of the measured characteristics of the decay of the non-stationary electromagnetic field in the study of defects in the protective coating under industrial operating conditions of pipelines is shown.

В настоящее время сеть промысловых нефтепродуктопроводов нефтедобывающих компаний России представляет разветвленную систему стальных труб диаметром от 114 мм до 273 мм общей длиной в сотни тысяч километров.

Промысловые трубы размещаются на глубине около 0.8-1.1 метра от дневной поверхности земли [1, 2].

Металл труб подвержен коррозии, развивающейся как с внешней поверхности, так как трубы контактируют с влагой, содержащейся в грунте так и с внутренней поверхности стенки трубы, так как в составе перекачиваемого продукта есть минерализованная вода.

Диагностика технического состояния труб промысловых трубопроводов является важнейшим направлением обеспечения надежности их функционирования, определения ресурса, сроков и объектов ремонта. Особенно остро эта проблема встает в связи с возрастанием сроков эксплуатации трубопроводов.

Вследствие этого наиболее часто применяется стратегия выборочного ремонта и реконструкции на основе данных при выявлении потенциально опасных участков современными методами диагностирования без вскрытия грунта и удаления изоляционных внешних покрытий.

Отсутствие средств своевременной диагностики, отвечающих требованиям промышленной эксплуатации, приводит к многочисленным порывам трубопроводов, неконтролируемым потерям нефти и нефтепродуктов и масштабным экологическим проблемам.

Таким образом, создание технологии диагностики индикаторного вида технического состояния внутритрубного защитного покрытия труб промысловых продуктопроводов [3], включая теоретическое [4], методическое, аппаратное и программное обеспечение является одной из самых актуальных задач геофизической отрасли.

Автором совместно с группой специалистов по методике, электроники и программистов разработана цифровая аппаратура «ВИКП» для диагностики технического состояния внутритрубного полимерного покрытия труб промыслового сортамента для транспортировки нефтепродуктов с применением специализированной мостовой схемы измерения и регистрации в системе промысловых трубах с внутритрубным защитным покрытием.

Для обработки данных ВИКП при диагностировании создана система средств программного обеспечения для регистрации данных в процессе перемещения устройства ВИКП, обработки и интерпретации массивов данных в полуавтоматическом режиме для диагностики технического состояния защитного внутреннего покрытия, идентификации точного местоположения основных конструктивных элементов всего спектра диаметров труб промысловых трубопроводов (114, 159, 219, 273 мм).

Рассмотрим предварительно условия эксплуатации промысловых трубопроводов.

Таблица

Внешний диаметр труб (D), мм	114, 159, 219, 273
Перекачиваемый продукт	трехфазная жидкость (нефть, минерализованная вода, газ)
Скорость перекачки продукта, м/с	до 4
Номинальная температура эксплуатации, °С	0 - 80
Максимальное рабочее давление, МПа	10
Минимальный радиус поворота цельнотянутого колена трубы на 90°, D	1.5
Номинальная длина одного прогона, км	15

Дополнительно следует отметить:

- Неравномерную скорость перемещения перекачиваемого продукта;

Невозможность внешнего питания и передачи полученной информации для хранения по кабелю, прибор должен быть автономным с одометрической системой для привязки полученных данных к пройденному расстоянию.

Комплекс требований к практической реализации технологии диктует необходимость применения **импульсного режима зондирования и регистрации электромагнитного поля с током потребления источника до 100 мА**

Устройство разработано по мостовой схеме (рис. 1) и включает корпус, содержащий электропроводные торцевые стенки, выполненные с возможностью отделения изолированного участка трубопровода от основного участка трубопровода, и неэлектропроводный центральный стержень, при этом электроды расположены на неэлектропроводном стержне (рис. 2).

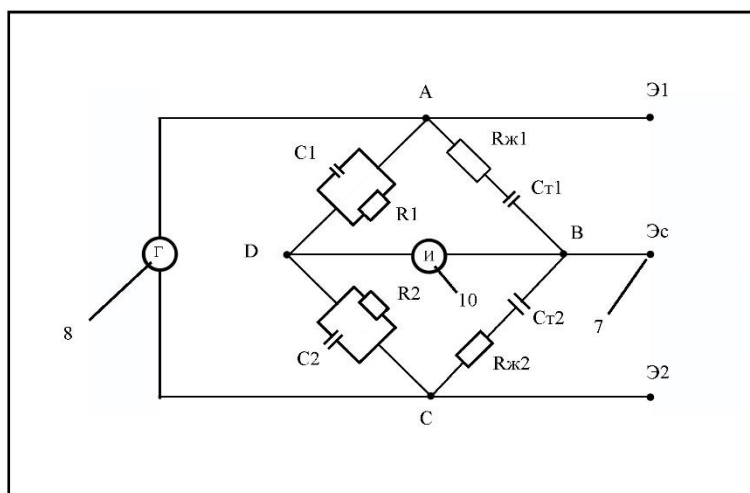


Рис. 1. Эквивалентная измерительная мостовая схема устройства контроля технического состояния внутренних защитно-изоляционных покрытий, установленная в трубопроводе.
7 – центральный приемный электрод Э_с (точка В); 8 – генератор (источник питания).

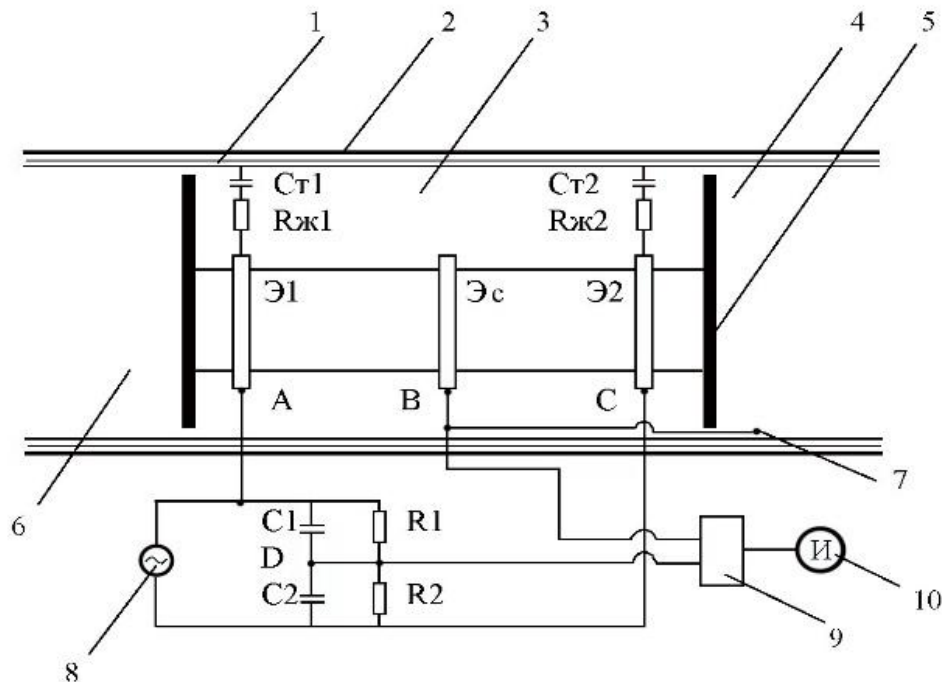


Рис. 2. Схематичное изображение системы контроля технического состояния внутренних защитно-изоляционных покрытий

1 – защитное пленочное покрытие; 2 – металлическая труба, 3 - перекачиваемый продукт в измерительной камере впереди устройства; 4 – перекачиваемый продукт вне измерительной камеры; полиуретановая манжета; 6 – перекачиваемый продукт сзади устройства; 7 – центральный приемный электрод Э_с (точка В); 8 – генератор (источник питания); 9 – усилитель; 10 – измеритель (регистратор).

Ветвь питающей диагонали «моста» включает два «плеча», сформированных параллельно соединенными резисторами и конденсаторами.

В качестве генератора питающих сигнала использован импульсный генератор.

Под изолированным участком трубопровода понимается участок трубопровода, в котором электрическое сопротивление между жидкостью, находящейся внутри изолированного участка и вне этого участка, значительно превышает электрическое сопротивление жидкости, измеренное от края до края внутри участка.

Применение для измерения «мостовой» схемы импульсного режима тока позволяет проводить стабильные знакопеременные измерения с высокой чувствительностью и компенсировать мешающие факторы такие как: вариации температуры, синфазные помехи, контактные потенциалы электродов.

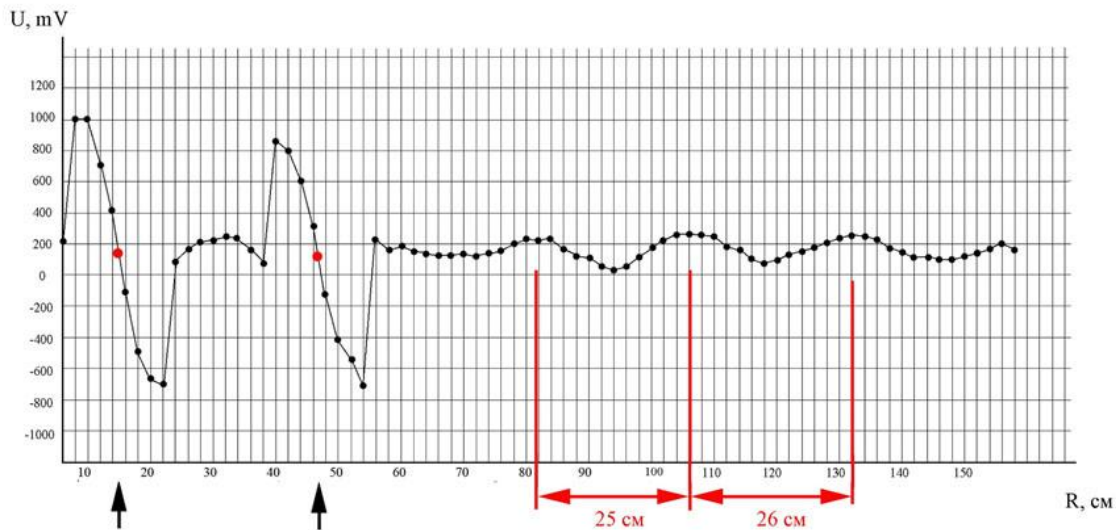
Исследуемый трубопровод можно представить, как протяженный электрический конденсатор, у которого обкладками являются: металл трубы (трубопровода) и жидкость (жидкий продукт), перемещаемая по трубе. Изолятором данного конденсатора служит защитное изоляционное покрытие трубы. Корпус устройства имеет электрический контакт с жидкостью в трубопроводе, а жидкость в трубопроводе имеет электрический контакт с защитной пленкой, то потенциал точки В примерно равен потенциалу трубы (рис.1,2). В результате электрическая эквивалентная цепь части трубопровода состоит из омического (активного) сопротивления прокачиваемой жидкости и распределенной емкости (конденсатора) участка трубы.

Фактически при наличии ненарушенной защитной пленки внутри трубы измерительная схема «моста» находится в сбалансированном состоянии, так как все действующие элементы схемы неизменны.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Нарушение баланса измерительного моста происходит при прохождении электродов участков с повреждением изоляционной пленки, втулки муфтовых соединений любого типа (CPS, Целера и т.п.), т.е. фактически ступенчатое изменение емкостей (тройников, отводов и аналогичных конструктивных элементов).

Представленная технология прошла детальное опробование в лабораторных условиях (рис. 3) и 11 раз успешно опробование произведено на реальных объектах промысловых трубопроводов при перекачке нефти Вынгапуровского нефтяного месторождения [5] Ямало-Ненецкого АО (рис. 4).



Дефекты пленочного покрытия
Рис. 3. Результаты лабораторных исследований

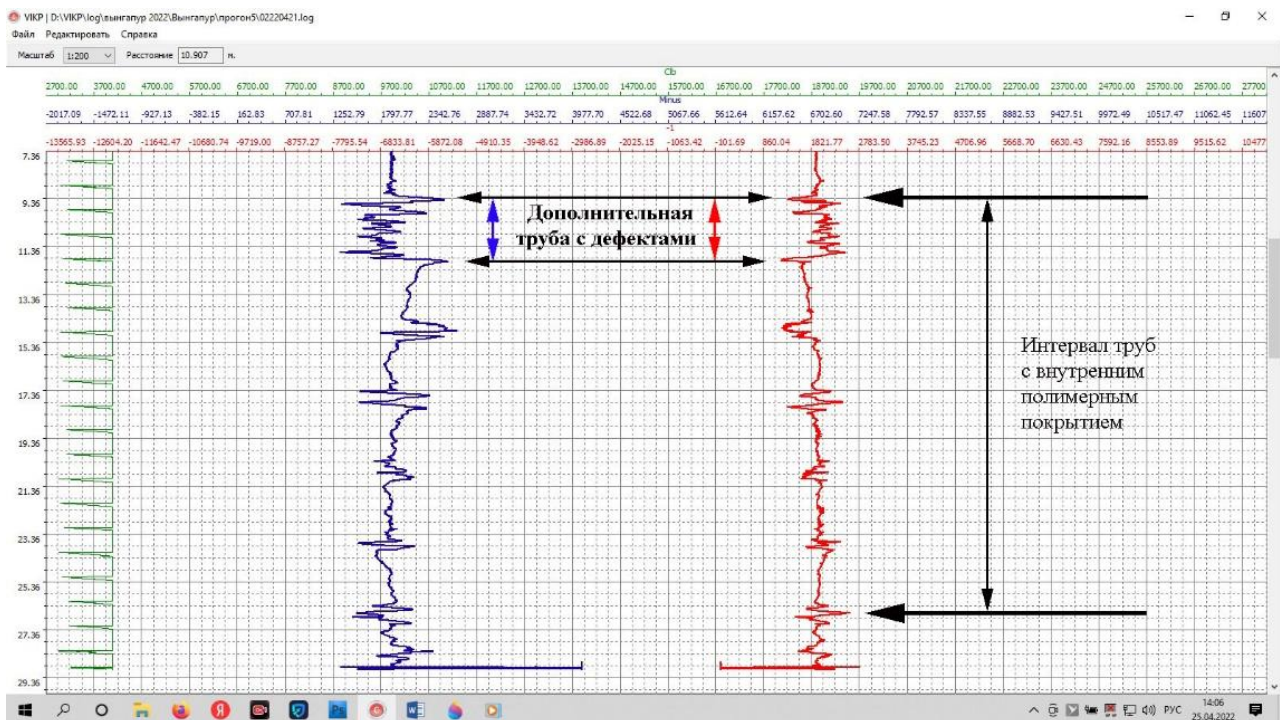


Рис. 4. Пример результатов полевых испытаний на нефтяном месторождении Ямало-Ненецкого АО

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

В представленной работе показано, что разработанное аппаратное и методическое обеспечение на базе ВИКП является ведущим средством обследования технического состояния защитных полимерных покрытий внутренней поверхности труб промышленного сортамента без остановки процесса эксплуатации.

В процессе выполнения работы проведены детальные исследования в области теоретического обоснования характера и степени влияния мешающих параметров, а также разработано специализированное измерительное устройство, позволяющие существенно повысить соотношение сигнал/помеха и, тем самым – достоверность регистрации полезного сигнала.

Литература

1. ГОСТ Р 54907-2012 Магистральный трубопроводный транспорт нефти и нефтепродуктов. Техническое диагностирование. Основные положения (действующий).
2. ГОСТ 20911-89 Техническая диагностика. Термины и определения (действующий).
3. Мурашов В.В., Слюсарев М.В. Выявление трещин в деталях из полимерных композиционных материалов и в многослойных клееных конструкциях низкочастотным акустическим методом // Дефектоскопия. 2016. №6. С. 27–34.
4. Ратушняк А.Н., Теплухин В.К. Теоретические и экспериментальные основы индукционных методов исследований скважин. Екатеринбург: УрО РАН, 2017. 127 с.
5. Теплухин В.К., Ратушняк А.Н., Ван Сяолун, А.П. Афанасович, Костицын В.И. Технология диагностики состояния внутренних защитных покрытий промышленных труб на основе исследований электромагнитного поля в импульсном режиме. «Геофизика», 2022. Вып.5. стр. 76-82.

УДК 550.8:551.2

**Анализ геолого-геофизических данных северного сегмента
Верхнепечорской впадины с целью прогноза нефтегазоносности**
О.М. Вельтистова., Е.Н. Мотрюк., И.А. Маракова, М.Ю. Сабельников
oveltistova@ugtu.net
Ухтинский государственный технический университет, Ухта, Россия

Abstract

The purpose of the article is to identify the main criteria that influenced the oil and gas content of the Upper Pechora Depression (ERW): The location of the ERW, its tectonic structure, and boundaries are given. Based on the complex interpretation of geological and geophysical data, it was established that as a result of tectonic movements, the inheritance of local structures from the relief forms of the crystalline basement is manifested. Structurally, lithofacies zones have been identified along the Upper Devonian deposits, reflecting the sequence of formation of single barrier reefs and carbonate banks. A general correlation of the structural and tectonic forms of the studied area of the ERW with the geological surface of the basement, magnetic and gravitational fields was carried out. Geodensity modeling was performed using the methodology for complex and poorly studied environments using the PlayGround, EvDynInversion, GeoVip, Surfer programs.

Уменьшение ресурсной базы запасов углеводородного сырья заставляет геологов пересматривать **основные** аспекты нефтегазоносности осадочного чехла. Сложное тектоническое строение восточных окраин Тимано-Печорской плиты, неоднозначность интерпретации геофизических данных, требует разработки новых подходов в изучении закономерностей размещения ловушек нефти и газа.

Особенности глубинного строения и геодинамические процессы формирования земной коры напрямую связаны с образованием месторождений углеводородов. Построение достоверных моделей геологического строения сложных тектонических зон, основанное на различных аспектах развития нефтегазоносных бассейнов позволит повысить прогноз исследуемых территорий и определить участки, перспективные на углеводороды.

Район исследований охватывает северную часть Верхнепечорской впадины (ВПВ).

В тектоническом плане ВПВ приурочена к краевой части Тимано-Печорской плиты и входит в состав Предуральского краевого прогиба. Западная граница ВПВ проходит по резкому увеличению мощности пермско-триасового молассового комплекса и совпадает в плане с флексурными перегибами в нижележащих карбонатных отложениях и зоной глубинных разломов в фундаменте. Восточным ограничением впадины служит Главный Западно-Уральский надвиг. Осадочный чехол имеет ассиметричное строение – пологий западный борт и сложнопостроенный, интенсивно дислоцированный – восточный.

По морфологии локальных структур в ВПВ различают несколько зон, отличающихся разной степенью влияния уральского складкообразования: это внешняя – (западная) зона, к которой относится Печоро-Илычская моноклираль – структура второго порядка, в осевой части – Южно-Вуктыльская синклираль, и внутренняя – приуральская, которая осложнена серией высокоамплитудных надвигов и характеризуется чешуйчато-надвиговым строением (рис. 1).

Совокупный анализ геолого-геофизических данных, сведений бурения скважин позволил геологам выделить основные факторы, влиявшие на масштабы нефтегазоносности Верхнепечорской впадины: геодинамический, литолого-фациальный и геохимический.

Прогноз нефтегазоносности изучаемых территорий основан на понимании тектонических процессов, происходивших в земной коре в разные периоды ее формирования [1-2]. Изучение орогенеза, включая влияние интрузивного магматизма на метаморфизацию пород осадочного чехла и структурообразование, является важнейшим условием для установления геодинамической модели нефтегазообразования. С эрозионными выступами фундамента связаны ловушки, контролируемые структурами облекания, структурно-

литологического и структурно-стратиграфического типов, имеющих кольцеобразную форму. С выступами – блоками связаны поднятия тектонического, седиментационно-тектонического и других типов в осадочном чехле.

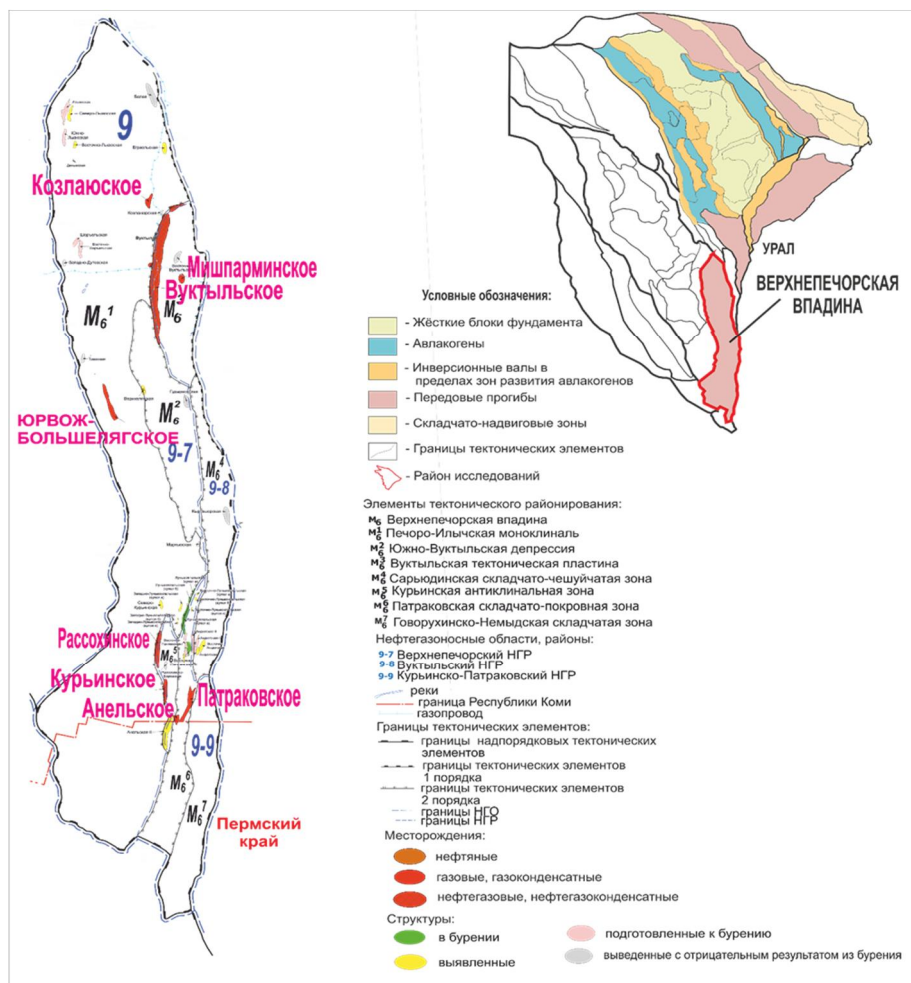


Рисунок 1 – Обзорная карта исследуемого района (составлена по материалам ООО «ТП НИЦ»)

На участках отсутствия мощных толщ, нивелирующих межблоковые грабенообразные прогибы и соответствия структурных планов девона и фундамента, ловушки УВ, контролируемые малоамплитудными структурами, в девоне обычно совпадают с положением приподнятого блока и осложняют его периферийные зоны. Биогермные постройки верхнего девона, карбона и перми располагаются в межблоковых прогибах по фундаменту, т.е. тяготеют к зонам разломов [3].

Совместный анализ зональности распределения органических веществ различного фациально-генетического типа, его битуминологических показателей и катагенетического преобразования, изученных для осадочного чехла ТПП, позволяет определить пространственные очаги нефтегенерации [4]. В ВПВ очаг генерации связывается с центральной и северной частями и характеризуется полной катагенетической зональностью с развитием нефтяных и газовых залежей.

Важным фактором, определяющим появление генерационных процессов во времени и современные условия существования залежей, является изменение современных и палеотермобарических условий. Установленные закономерности изменения температур и давлений в осадочном чехле ТПП показывают, что в большинстве случаев зоны нефтегазонакопления связаны с зонами пониженных значений термобарических показателей, а распространение газовых и газоконденсатных залежей чаще всего определяется областью развития высоких температур и давлений по всему разрезу или отмечается в относительно

низкотемпературных зонах, расположенных над зонами развития повышенных термобарических показателей в низах осадочного чехла.

Анализ аномального гравитационного и магнитного полей широко используется для реконструкции разломно-блокового строения осадочного чехла и фундамента, а история развития изучаемой территории указывает на связь морфологии фундамента и орогенических процессов осадконакопления и последующих условий формирования нефтегазоперспективных областей.

На территории ВПВ фундамент погружается с запада на восток с отметок от 4,5 до 10,5 км, имеет блоковое строение и характеризуется большим разбросом значений плотности. Плотность пород верхнего протерозоя по определениям керна составляет для сланцев, для гранитов – 2,65 г/см³, диоритов, вулканогенных пород скважины 1-Западно-Дутовская – 2,75-2,85 г/см³. В его строении примечательны контролируемые разломами северо-западного «тиманского» простирания грабеновые прогибы и относительно глубоководная впадина континентального шельфа с линейной системой рифогенных образований.

Стадийность структурообразующих подвижек, их взаимоотношения, динамизм и направленность в пределах исследуемого тектонического элемента определяли развитие локальных объектов в течение палеозоя-раннего мезозоя. Объекты такого типа обычно прослеживаются по всем структурным этажам осадочного чехла. Сопоставление карты фундамента и структурной карты по подошве доманикового горизонта показало, что почти все локальные структуры унаследованы (рис. 2).

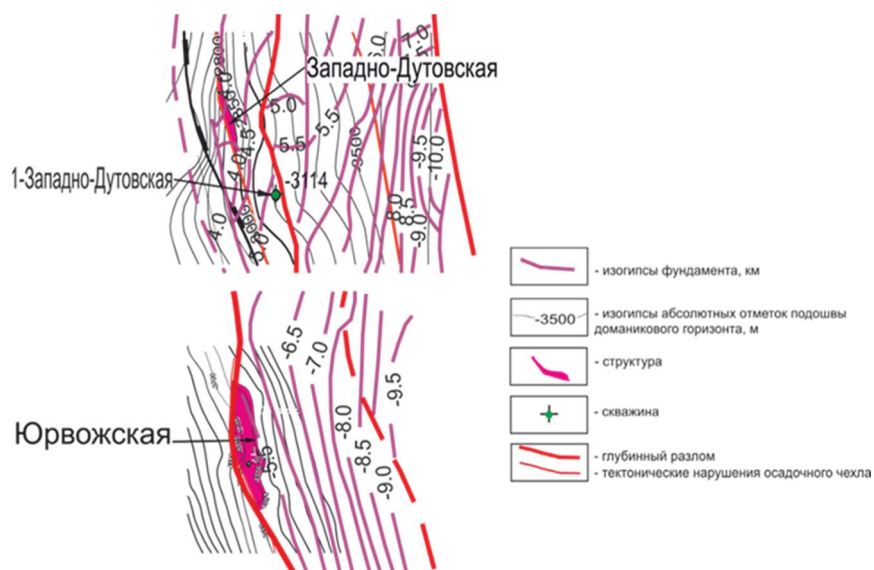


Рисунок 2 – Локальные унаследованные структуры Верхнепечорской впадины (составила Маракова И. А.)

По результатам исследований сейсморазведки и бурения выявлено, что девонская часть разреза характеризуется рифообразованием. В осадочном чехле изучаемой территории в строении доманиково-турнейского комплекса участвуют различные литолого-фациальные зоны: барьерные рифы, одиночные рифы, карбонатные рифовые банки, доманикиты.

В строении верхнедевонских отложений наблюдается четкая цикличная перемежаемость карбонатных рифосодержащих и глинисто-мергелистых межрифовых горизонтов (рис. 3). Ключевым фактором геологической интерпретации при создании геолого-геофизической модели изучаемой территории остается интегрированная интерпретация материалов несейсмических методов и сейсморазведки и актуализированных геологических представлений. Для понимания процессов нефтегазообразования и выявления очагов генерации углеводородов был проведен анализ морфологии гравитационного и магнитного полей в сопоставлении с данными бурения и результатами сейсморазведки.

Моделирование геологической среды является важным условием интерпретации геолого-геофизических данных. Для уточнения строения доманиково-турнейского комплекса осадочного чехла, регионального прогноза залежей углеводородов было проведено моделирование геологической среды по данным гравиразведки и сейсморазведки [5].

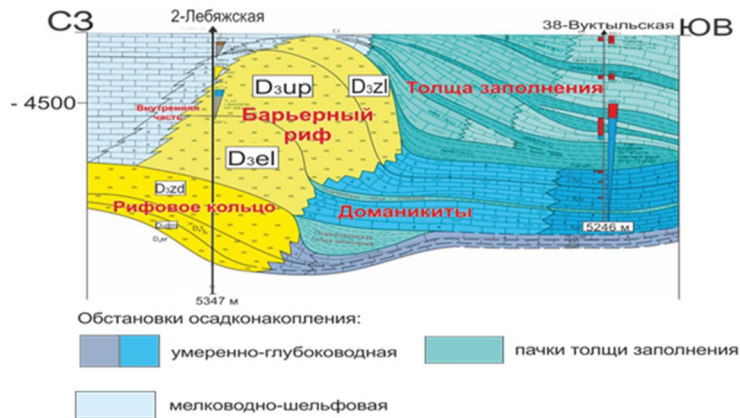


Рисунок 3 – Модель формирования рифогенных построек в девонских отложениях (Предуральский краевой прогиб (по данным ООО «ТП НИЦ»)).

На участке исследований были рассчитаны на основе критериального подхода в решении обратной задачи гравиразведки геоплотностные модели по серии профилей в северной части ВПВ [6, 7].

Пример решения обратной задачи гравиразведки представлен на профиле 3-3¹ пересекающий Верхнепечорскую впадину от скважины 1-Юрвожская до 1-Гудырвожская (рис. 4).

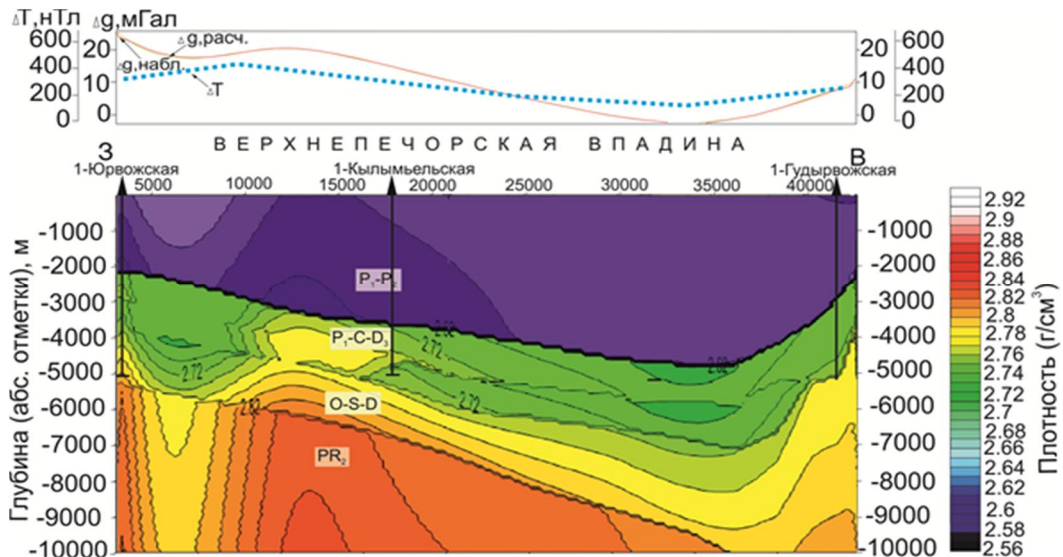


Рисунок 4 – Геоплотностная модель по профилю 3-3¹.

На геоплотностной модели в осадочном чехле четко прослеживаются комплексы горных пород: верхний терригенный, представленный породами пермского возраста, карбонатный, составленный из отложений нижней перми, карбона и верхнего девона и нижний терригенно-карбонатный, включающий породы нижних этажей осадочного чехла.

В карбонатном комплексе отображаются плотностными аномалиями верхнедевонские рифы Юрвожского месторождения и Кылымбельской атолловидной постройки с плотностью от 2,76 до 2,78 г/см³, которые разделены низкоплотными породами толщи заполнения от (2,67 до 2,72 г/см³). Перспективы нефтегазоносности Кылымбельской площади, подтверждены результатами бурения скважины 1-Кылымбельская. В восточной части

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

профиля отмечается увеличение терригенной толщи и отмечается резкое понижение кровли фундамента.

Таким образом, в пределах исследуемой территории северной части ВПВ, на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных были выявлены и подтверждены общие закономерности влияния факторов, влияющих на формирование структур осадочного чехла: структурно-тектонический, литолого-фациальный и геохимический.

По результатам исследований была построена схема прогноза нефтегазоносности. Анализ геолого-геофизического материала показывает, что значительный актуальный потенциал в открытие крупных газовых скоплений имеется во внутренней и центральной зонах Верхнепечорской впадины.

Библиографический список

1. Юдин В. В. Происхождение Предуральского краевого прогиба // Тектоника северо-востока Европейской платформы: Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО АН СССР, вып. 68. – Сыктывкар, 1988. – С. 90-97.
2. Данилевский С. А. Геофлюидальные системы Тимано-Печорской провинции/ Данилевский С.А., Складова З. П., Трифачев Ю.М. //Ухта. – 2003. – 298 с.
3. Грунис Е. Б. Перспективы открытия новых месторождений в Тимано-Печорской провинции и арктическом шельфе / Е. Б. Грунис, И. А. Маракова // Геология нефти и газа. – № 5. – 2019. – С. 5-15.
4. Грунис Е. Б., Давыденко Б. И., Сотникова А. Г., Лукова С. А., Маракова И. А. Роль тектоники кристаллического фундамента в пространственном размещении традиционных и нетрадиционных источников углеводородов Сборник научных трудов : материалы международного семинара : «Рассохинские чтения» (6-7 февраля 2020 года) : в 2 ч. ч. 1 / под ред. Н. Д. Цхадая. – Ухта: УГТУ, 2020. – С. 75-78.
5. Вельтистова О.М. Результаты комплексной интерпретации гравиразведки и сейсморазведки на площадях Предуральского прогиба / Вельтистова О. М., Мотрюк Е. Н.// Международный научный семинар «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей имени Д. Г. Успенского – В.Н. Страхова» . Санкт-Петербург, 24-28 января 2022 г. (сборник научных трудов) ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. – С. 189-192.
6. Мотрюк Е.Н. Выбор оптимальных параметров решения обратных задач гравиразведки на основе критериального подхода для площадей Тимано-Печорской провинции / Вельтистова О. М. // Современные наукоемкие технологии. – 2020. – № 5 – С. 70-78.
7. Кобрунов А.И. Математические основы теории интерпретации геофизических данных: учеб, пособие / А.И. Кобрунов. – М.: ЦентрЛитНефтеГаз, 2008. – 288 с.

УДК 550.831

Совместное истолкование гравитационного и магнитного полей монтажным методом при наличии нескольких источников полей

В.Б. Виноградов

vinogr.vladislav@yandex.ru

Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

Summary. The application of the mounting method for the complex interpretation of gravitational and magnetic fields was considered. On the example of a coal deposit in the Eastern Urals, adaptations method of the installation method for interpreting the fields of sedimentary basins has been suggested. It is proposed to choose the initial core as large as possible, and before using the mounting method, remove components from the measured fields due to one of the fields.

Проблему совместного истолкования гравитационного и магнитного полей геофизики разрабатывают более 50 лет (Непомнящих А.А. 1964 г., Каратаев Г.И. 1973 г., Долгаль А.С. 2013 г. и многие др.). Для изолированного объекта, создающего аномалии в обоих полях, предложены алгоритмы решения комплексной обратной задачи, чаще всего на основе соотношения Пуассона. Сложность проблемы решения комплексной обратной задачи для многих тел одновременно в том, что источники гравитационного и магнитного полей не всегда совпадают, а отношения плотностей к намагниченностям разных геологических объектов на изучаемой территории меняются по величине и знаку.

В последние 15 лет все чаще при истолковании гравитационных и магнитных данных применяют монтажный метод (ММ). При совместном истолковании гравитационного и магнитного полей монтажным методом каждое новое приближение (ядро) необходимо выбирать по двум полям. При решении обратной комплексной задачи по магнитным и гравитационным данным необходимо чтобы решение удовлетворяло 4 условиям. Невязки по обоим полям должны быть меньше заданных величин $\varepsilon_{\Delta g}$, $\varepsilon_{\Delta T}$. Полученные намагниченности и плотности для каждого геологического объекта, не должны отклоняться от известных величин J_0 и σ_0 на величину заданных погрешностей ε_j и ε_σ . Однако выбор нового ядра по гравитационному полю и выбор нового ядра по магнитному полю могут не совпадать. На рис. 1 приведен пример несовпадения выбора ячейки по магнитному полю и полю силы тяжести для формирования нового.

Невязки по полям – вторичные критерии. Их учитывают после достижения основной цели – подбора геологических границ объектов с плотностями и намагниченностями близкими к заданным J_{0i} и σ_{0i} . В случаях сложных геологических ситуаций необходимо подбирать плотности и намагниченности нескольких геологических объектов. Известные избыточную плотность и намагниченность одного из них принимают в качестве базовых σ_B , J_B , а избыточные плотности и намагниченности остальных представляют в виде произведений избыточной базовой плотности на поправочный множитель:

$$\sigma_i = k_i \sigma_B,$$

в виде произведений избыточной базовой намагниченности на поправочный множитель:

$$J_i = m_i J_B.$$

Такое представление позволяет проводить подбор только величин σ_B и J_B , параметры других геологических объектов подберутся автоматически. Подбор по этой методике возможен только потому, что при применении монтажного метода решения обратной задачи плотности и намагниченности горных пород считаются известными, а следовательно известны и их отношения σ_i/σ_B , J_i/J_B . Критерий выбора следующего ядра может учитывать только качество подбора σ_B и J_B и невязки подбора обоих полей, т. е. совпадает с критерием выбора добавляемой ячейки для одного тела.

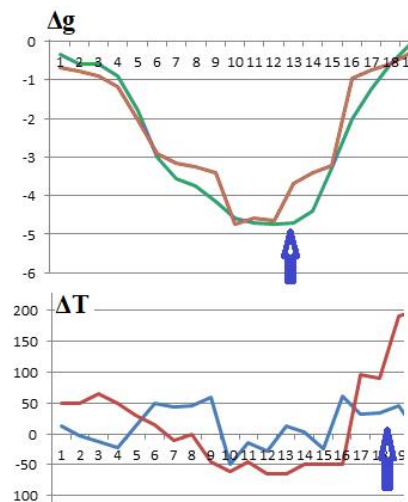


Рис. 1. Выбор новой ячейки для ядра по полю силы тяжести (вверху) и магнитному полю (внизу) не всегда совпадают. Стрелки указывают положение новой ячейки.

К сожалению вычислительные затраты при подборе монтажным методом очень велики. Если ядро состоит из трех фигур по 4 ячейки каждая, то для выбора следующей ячейки необходимо проверить 24 варианта выбора следующей ячейки, т. е. 48 раз решить прямую задачу. Если ядро той же задачи содержит 4 фигуры по 16 ячеек, то число вариантов для проверки 64. Для восточно-уральского угленосного разреза с 5 телами на первом шаге число вариантов выбора второго ядра 46. Если число фигур в начальном ядре более 10 по 20 ячеек в каждой, то уже на первом шаге необходимо решить прямую задачу 360 раз. Объем вычислений увеличится, если в алгоритм решения обратной задачи включить процедуру уменьшения числа ячеек (процедура раскristализации). При увеличении объектов и их оболочек, т. е. геологической ситуации с сотнями источников полей (стадия геологического картирования) монтажный метод не применим, задача становится неподъемной. Таким образом, монтажный метод эффективен только на поисковой стадии ГРП и последующих стадиях изучения геологического строения, когда количество аномалиеобразующих объектов невелико. Либо надо проводить подбор монтажным методом выборочно, на отдельных участках разреза.

Большое значение для успешного применения монтажного метода имеет выбор элементарного тела. Опираясь на многолетний опыт применения автоматизированного метода подбора в рудных задачах, выбирают прямоугольный параллелепипед (Е.Г. Булах и др.), ограниченный по падению наклонный пласт и другие правильные фигуры, позволяющие выполнить замощение пространства. При истолковании съемки в осадочных районах используют горизонтальные пластины (Г.Я. Голиздра, 1988). При истолковании полей трубок взрыва используют секторы вертикального цилиндра, прямого и перевернутого кругового или эллиптического конусов.

Если по измеренному магнитному полю вычислить его магнитный потенциал, то монтажным методом можно проводить подбор силы тяжести и потенциала магнитного поля (Г.И. Каратаев 1973, Б.Г. Семенов 1999, А.С. Долгаль 2013 и др.). Эти величины для одного источника отличаются на величину постоянного множителя $\sigma l / J$ или $mM_{гр} / M_{маг}$. Изменчивость величины плотности в пространстве существенно меньше изменчивости в пространстве величины намагниченности. Это различие изменчивости физических свойств в пространстве учитывают весовым коэффициентом в критерии выбора следующего ядра.

Поскольку во всех методах подбора происходит выметание аномальных масс в приповерхностную область, начальное ядро необходимо выбирать в нижней части предполагаемых контуров тел. Если выбор следующей ячейки, присоединяемой к ядру по магнитным и гравитационным данным, различается то критерий оценки качества подбора можно взять один из предложенных в [2], либо в виде

$$F5 = 0,25 \times \frac{\sigma_{B0} - \sigma_B^{\Pi}}{S_{\sigma}} + 0,75 \times \frac{J_{B0} - J_B^{\Pi}}{S_J},$$

где σ_B и J_B^{Π} – подобранные базовые плотность и намагниченность, σ_{B0} и J_{B0} – изначально известные базовые плотность и намагниченность, S_{σ} и S_J – среднеквадратические отклонения плотностей и намагниченностей.

Если источники магнитного поля и поля силы тяжести создают аномалии в одном поле, то сначала по соответствующему полю подбирают такие источники. Геологическим редуцированием обоих полей их приводят в виду, в котором отражены только источники, создающие аномалии в обоих полях. Затем уточняют комплексную модель подбором элементов, создающих аномалии только в двух полях.

Авторы [1] применяли монтажный метод в рудных районах. Рассмотрим применение ММ в платформенных условиях. Для угольных месторождений восточного склона Урала (рис. 1) величины избыточных физических параметров СВК приведены в табл. 1. Там же приведены поправочные коэффициенты, для представления физических параметров в виде произведения базовых величин на эти коэффициенты.

Таблица 1 Физические свойства горных пород Восточного склона Урала и поправочные коэффициенты к ним

Название горной породы или СВК	Избыточная плотность г/см ³	$\Delta\sigma/k_i$	Намагниченность А/м	m_i
Угленосные отложения	2,45	-0,30/1	0	0
Вулканогенные отложения D ₃ –C ₁	2.63	-0,12/0,4	1,2	1
Субщелочные базальтоиды D ₂	2,98	0,24/0,8	1,5	1,25
Известняки D ₁₋₂	2,69	-0,06/0,2	0	0
Вулканогенные толщи PZ ₂	2,75	0/0	1,2	1
Габброиды, диабазовые порфириды	2,90	0,15/0,5	7,2	6
Глинистые мергелистые известняки C _{1v2}	2,68	-0,07/0,23	0	0

На основе существующих представлений о геологическом строении и результатам применения экспресс-методов интерпретации магнитного и гравитационного полей участка создана начальная геолого-геофизическая модель, которую необходимо было уточнить монтажным методом (рис. 2). Таким образом, монтажным методом проводилось уточнение имеющейся начальной физико-геологической модели.



Рис. 2. Начальная плотностно-магнитная модель участка (первое число плотность в г/см³, второе число намагниченность в А/м)

В рассматриваемом поле в гравитационном поле преобладает влияние угленосных отложений. В магнитном поле абсолютно доминирует влияние габброидов и диабазовых порфиридов. На первом этапе монтажным методом выводы о выборе следующего ядра по двум полям существенно различаются. По гравитационному полю необходимо подбирать

центральную часть участка, где мощность угленосной толщи наибольшая. По магнитному полю необходимо подбирать крайнюю восточную часть, где залегают эффузивные породы основного состава. Сначала по магнитному полю была подобрана магнитная модель порфириров. Поскольку интенсивность магнитной аномалии меньше 1000 нТл можно пользоваться принципом суперпозиции и для магнитного поля. Подбор магнитного поля проведен по более густой сети, чем последующий подбор обоих полей, поскольку магнитное поле над эффузивными породами намного более изменчиво, чем гравитационное и магнитное поле над осадочными породами. На первом этапе объем магнитной ячейки в 8 раз меньше, чем объем плотностной и магнитной ячейки при подборе комплексной модели.

Далее решили прямую задачу гравиразведки для них и исключили их влияние из гравитационного поля (рис. 3). Из измеренных гравитационного магнитного полей вычли подобранное поле порфириров. Далее подбор осуществлялся по измеренному полю силы тяжести, исправленному за влияние регионального поля и магнитному полю, исправленному за влияние основных магматических пород. Также поступали специалисты БГЭ (Б.Г. Семенов) при изучении восточноуральских угольных месторождений, используя программы подбора ADG и ADM.

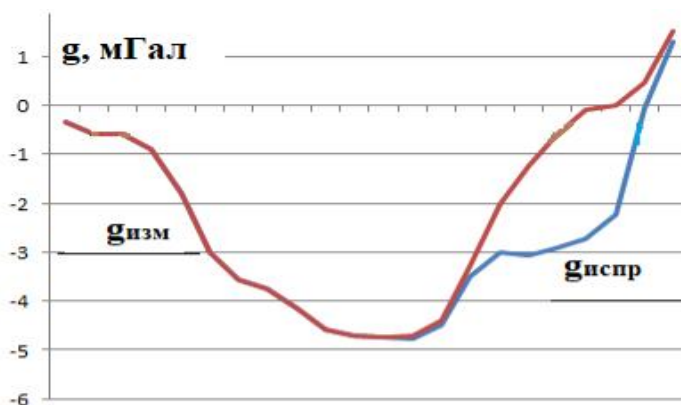


Рис. 3. Графики измеренного и исправленного полей силы тяжести за влияние порфириров

Начальное ядро комплексной модели состоит из 4 объектов, в которых насчитывается 96 элементарных ячеек. Для выбора следующей ячейки необходимо решить 96 прямых задач гравиразведки и магниторазведки. После исключения поля порфириров из измеренного поля модель в начальной модели остались 3 объекта, необходимо было решить 85 прямых задач гравиразведки и 85 прямых задачи магниторазведки. Результат решения комплексной обратной задачи гравиразведки и магниторазведки для месторождения угля на Восточном Урале приведен на рис. 4.

Выводы. При проведении комплексной интерпретации сначала необходимо из измеренных полей исключить влияние источников, создающих аномалии только в одном поле. Начальное ядро в сложных геологических ситуациях в осадочных бассейнах необходимо выбирать в виде существующей начальной физико-геологической модели. Монтажный метод эффективен на поисковой и последующих стадиях ГРП.

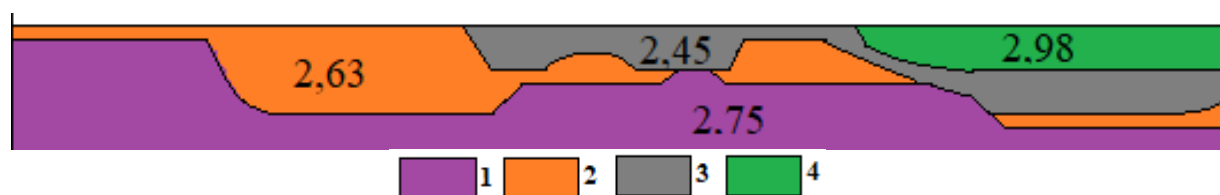


Рис. 4. Подобранный монтажным методом геолого-плотностной разрез восточно-уральского угольного месторождения. Ступенчатые границы заменены наклонными границами.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

1 – нерасчлененные осадочно-вулканогенные толщи среднего палеозоя, 2 – верхнедевонско-нижнетурнейские вулканогенно-осадочные отложения, 3 - верхнетурнейско-нижневизейские угленосные отложения, 4 – интрузивные комплексы основного состава (габброиды, диабазовые порфириты, оливиновые и базальтовые долериты, числа на рисунке плотности структурно-вещественных комплексов

Библиографический список

1. Балк П.И., Долгаль А.С. Аддитивные методы решения обратных задач гравиразведки и магниторазведки. – М.: Научный мир, 2020. 456 с.
2. Виноградов В.Б. Монтажные технологии истолкования данных комплексных исследований.11 Научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле земли, интерпретация геофизических полей: Материалы Всероссийской конференции с международным участием. – Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 2021. С. 51–53.

УДК 550.8.05 : 550.831.017

Результаты 3D плотностного моделирования верхней коры в области сочленения Лосевского и Воронцовского террейнов (Воронежский кристаллический массив)

Т.А. Воронова, О.М. Муравина, В.Н. Глазнев, Р.А. Терентьев, И.Ю. Антонова

voronova@geol.vsu.ru

Воронежский госуниверситет, Воронеж, Россия

Abstract. The results of detailed three-dimensional density modeling of the upper part of the Earth's crust for a site located in the northeastern part of the Voronezh crystalline massif in the junction of the Losevsky and Vorontsovsky terranes are considered. The three-dimensional density model made it possible to clarify the geological structure of the upper crust of the study area and trace the deep continuation of the surface structures of the basement.

Участок исследования расположен на сочленении Лосевского и Воронцовского террейнов, которые характеризуются различными структурно-вещественными комплексами. Воронцовский террейн сложен воронцовской серией нижнего протерозоя, которая представляет собой мощную толщу песчаниково-сланцевых флишоидных отложений [1]. Породы воронцовской серии прорваны интрузиями бобровского и мамонского комплексов различных размеров и вещественного состава.

Лосевский террейн на территории участка исследования сложен породами нижнего протерозоя. Стратифицированные образования представлены метаморфизованными осадочно-вулканогенными отложениями лосевской серии и воронежской свиты. Среди пород лосевской серии распространены интрузии рождественского и шукавского комплексов. Ольховский комплекс локализован в области развития образований воронежской свиты и представлен интрузивными телами двух фаз внедрения.

При построении детальной плотностной модели участка исследования применялась единая технология моделирования, опробованная на нескольких участках, расположенных в пределах территории ВКМ [2-4]. Важную роль в таких построениях играет стартовая модель изучаемой среды, которая формировалась с учетом всей имеющейся априорной геолого-геофизической информации для области моделирования: региональная плотностная модель литосферы Восточно-Европейской платформы и соответствующее ей гравитационное поле [5-7]; данные о плотности пород осадочного чехла и кристаллического фундамента [8-11]; оценки мощности «гравиактивного» слоя верхней коры [12]; геологическая карта кристаллического фундамента; цифровая модель рельефа региона; поле локальных гравитационных аномалий, представляющее собой разность наблюдаемого и регионального полей.

Согласно предложенной технологии, решение обратной задачи на участке исследования проводилось по плановой сети 2×2 км для точек локальных аномалий поля, заданного на реальном рельефе. Суммарная мощность модельного слоя составляла 16 км, что соответствовало 17 слоям. Значения плотности в стартовой модели среды задавались в соответствии с петроплотностной картой кристаллического фундамента, интерполированной в плане плотности региональной модели литосферы ВКМ.

Расчёт детальной плотностной модели по участку исследования выполнялся с помощью программы, реализующей решение линейной обратной задачи гравиметрии [13,14] с использованием аппроксимационного представления спектральной формы оператора обратной задачи для горизонтального слоя. Весовая функция перераспределения плотности формировалась с учетом априорной геологической модели среды. Также учитывались значения минимаксных ограничений плотности, пределы которых задавались в каждой точке моделирования в соответствии с петроплотностными данными.

Построение детальной плотностной модели участка исследования выполнялось с использованием итерационного процесса, на каждом этапе которого требовалась точечная коррекция плотностной модели. В процессе моделирования было выполнено 9 этапов

итераций, величина стандартного отклонения невязки составила 0.46 мГал. Диапазон изменения плотности в модели среды колеблется от 2610 кг/м³ до 3058 кг/м³, что соответствует типичным кристаллическим породам, распространенным в пределах участка исследований [15].

Рассмотрим полученные результаты.

На юго-западе участка исследования хорошо выражен Лосевско-Мамонский разлом, перекрытый воронежской свитой (рис. 1б, объект 1). Разлом отчетливо прослеживается в плотностных разрезах по профилю 1 (пикет 28 км) и профилю 2 (пикет 15 км), где он уверенно устанавливается по горизонтальному градиенту плотности в области контакта этих структур (рис. 1в). Кроме того, на разрезе 1 (рис. 1в) зона разлома представляет собой некоторую сдвоенную систему нарушений одинаковой ориентировки. Выявленные на разрезах тектонические контакты лосевской и воронцовской серий достоверно падают на юго-восток под углом 45–75°, что можно трактовать как надвиг пород воронцовского террейна на породы лосевской серии. Глубинность разлома – более 16 км.

Показанное на плотностных разрезах 1 и 2 предполагаемое положение подошвы воронцовской серии, демонстрирует существенное возрастание мощности пород, до 11–12 км, на удалении 15–25 км от современного положения Лосевско-Мамонского разлома на поверхности кристаллического фундамента (рис. 1в). Именно в области максимальной мощности пород воронцовской серии на плотностном разрезе 1 (пикет 40–54 км) установлен значительный по размерам объект пониженной плотности, располагающийся от поверхности фундамента до глубины примерно 8 км и не выявленный на исходной геологической карте региона (рис. 1б, объект 2; рис. 1в). По величинам плотности пород, можно предполагать, что данный массив представлен гранитоидами бобровского комплекса (шток лейкогранитов). Северо-западный фрагмент этого нового выявленного гранитоидного тела представлен и на разрезе 3 (рис. 1в, пикеты 51–62 км) двумя связанными телами, залегающими на глубине до 6–7 км. Выявленное локализованное возрастание мощности пород воронцовской серии можно трактовать как следы крупной синформы.

Между воронежской свитой, лосевской и воронцовской сериями отчетливо прослеживается умеренно глубинный Добринско-Грязинский разлом (ДГР) СЗ простирания (рис. 1б, объект 3). Зона тектонического контакта между комплексами отражается на плотностных разрезах 3 (рис. 1в, пикеты 17–22 км) и 4 (рис. 1в, пикеты 23–27 км) как область пониженной плотности субвертикального падения. Его ширина на геологической карте сильно преуменьшена. По данным плотностного моделирования можно предположить, что это достаточно широкая (более 5 км) зона разломов субвертикального падения. Тектонический контакт между комплексами достаточно уверенно просматривается до глубины 8–10 км. Собственно породы воронежской свиты на разрезах 3 (рис. 1в, пикеты 0–25 км) и 4 (рис. 1в, пикеты 0–22 км), вероятно, распространены до глубины примерно 16 км, затем глубина, предположительно, уменьшается до 5–6 км в восточном окончании свиты, как это показано на разрезе 5 (рис. 1в, пикеты 0–11 км). По плотностному разрезу модели в этой части под породами воронежской свиты, вероятно, залегают породы воронцовской серии, причем на глубинах 7–9 км на профиле 5 (рис. 1в, пикеты 3–8 км) выявлен локальный массив низкоплотных гранитоидов.

Положение и характерная кольцевая форма высокоплотных интрузивных пород ольховского комплекса первой фазы внедрения достоверно просматриваются до глубины 8–9 км (рис. 1б, объект 4) и соответствуют положению этого объекта на поверхности кристаллического фундамента (рис. 1а–в). Результаты плотностного моделирования позволяют проследить строение Ольховского плутона на глубину: внешнее кольцо от 0.7 до глубины 8–9 км является цилиндрическим телом почти без изменения диаметра и мощности: разрезы 3 (рис. 1в, пикеты 9–14 км) и 4 (рис. 1в, пикеты 4–7 и 13–16 км) в пределах воронежской свиты. Подводящий канал расположен на СВ от внешнего кольца и представляет собой штوك на глубинах более 10 км.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Восточнее Ольховского плутона располагается гранитный массив, относимый ко второй фазе ольховского комплекса (рис. 1б, объект 5). Он погружается на СВ в виде штока, его корни уходят к центру ДГР. Глубина залегания подошвы штока по результатам моделирования составляет примерно 10 км.

В СЗ части участка наблюдается аномалия повышенной плотности, которая контрастно проявлена с глубины 1,5 км и прослеживается до 16 км и, вероятно, более (рис. 1б, объект 6). Можно предположить несколько вариантов объяснения этой плотностной аномалии. Возможно, что это крупный (диаметр около 20 км, площадь 300 км²) расслоенный плутон ультрамафит-мафитов, аналогов которому нет в регионе. Самый крупный плутон на ВКМ – Елань-Коленовский имеет 12 км в поперечнике и площадь 109 км² [16]. Другой вариант – это корни вулканического аппарата базальтового состава, аналогом которого может служить Байгоровский палеовулкан [17]. И, наконец, возможно мы имеем дело со сгущением более высокоплотных актинолититов, относительно других лейкократовых пород лосевской серии и окружающих гранито-гнейсов.

В центральной части участка исследования по результатам моделирования располагается «куст» интрузий, плотность которых соответствует породам мамонского комплекса, однако их конфигурация и форма отличается от данных геологической карты (рис. 6б, объект 7). Вероятнее всего, это серия интрузий и штоков-саттелитов, которые имеют один магматический очаг (ныне это глубинный плутон диаметром более 10 км). Корни этого плутона и штоков-саттелитов исчезают на глубинах более 6 км. На разрезе 5 (рис. 6в, пикеты 20–42 км) интрузивные породы мамонского комплекса представлены рядом тел и достигают глубины 5–6 км. Подводящий канал этих интрузий предположительно просматривается на разрезе 5 (рис. 6в, пикеты 35–36 км) в области наиболее крупной интрузии и уходит вертикально вниз на большую глубину.

Результаты инверсии гравитационного поля позволили выявить несколько тектонических нарушений и плотностных объектов, которые не отражены на геологической карте.

Так в центральной части участка выделяется линеамент, проявляющийся на глубине 8 км и более, который отсутствует на геологической карте. Этот объект можно трактовать либо как разлом, либо, что более вероятно, как зону, разделяющую две крупные складки в воронцовской серии СВ-ЮЗ простирания (рис. 6б, объект 8).

Севернее Ольховского плутона располагается небольшой шток, плотность которого соответствует лейкогранитам (рис. 6б, объект 9). Диаметр тела увеличивается от 3 до 10 км на глубинах более 10 км. Южнее (рис. 6б, тело 10) расположен объект повышенной плотности, который прослеживается до глубин более 8 км. Форма (три чаши на глубинах 6, 4 и 1.5 км) и плотность объекта позволяют предположить, что это расслоенный многофазный плутон (лополит) ультрамафит-мафитового состава.

В северной части участка исследования по результатам моделирования фиксируется тело повышенной плотности зигзагообразной формы (рис. 6б, объект 11). Значение плотности соответствует ультрамафит-мафитам. Форма тела позволяет предположить, что оно было подвергнуто складчатости и метаморфизму и комагматично базальтам рождественского комплекса лосевской серии. Объект прослеживается до глубины 8 км, при этом его форма не изменяется.

Таким образом, полученная трехмерная плотностная модель позволила уточнить особенности тектонического и геологического строения участка и проследить поведение ряда геологических объектов, наиболее контрастных по плотности, до глубины 16 км.

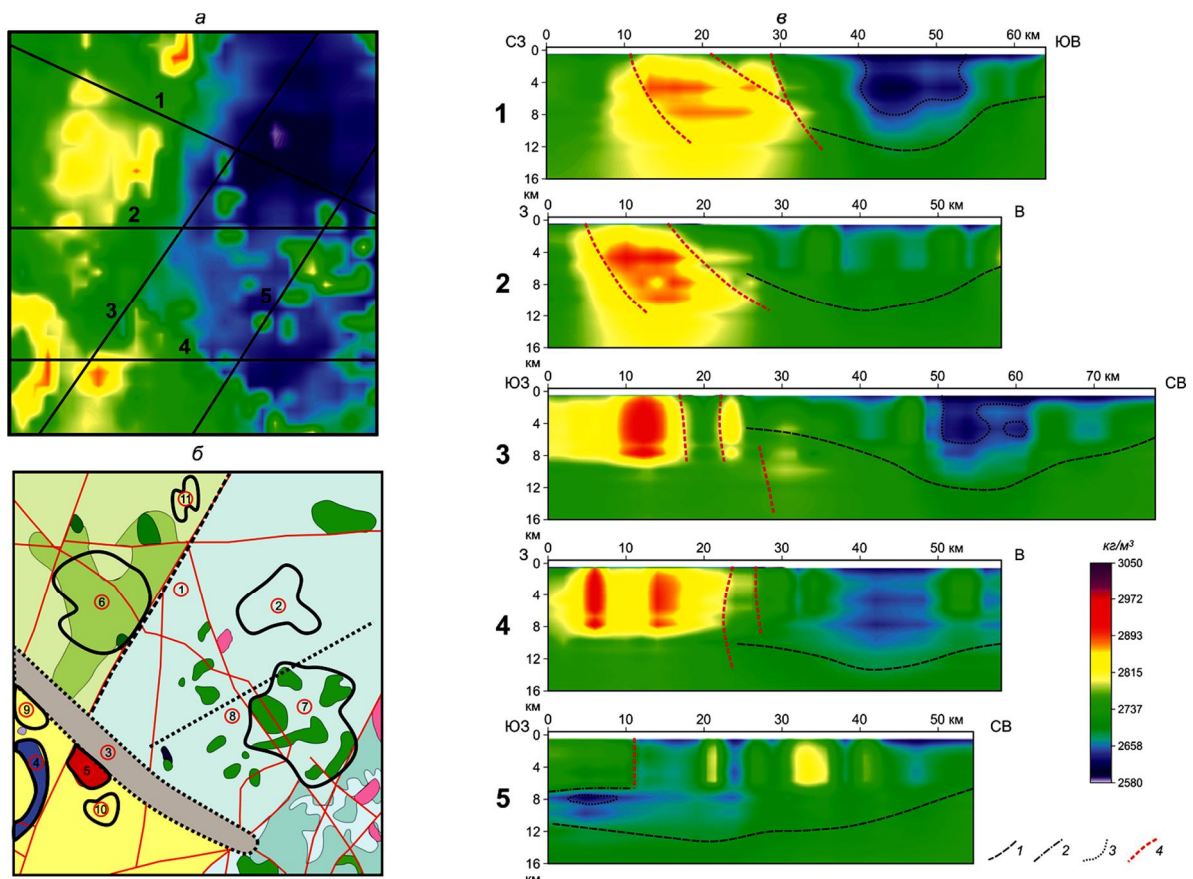


Рис. 1. Результаты плотностного моделирования. Распределение плотности на поверхности фундамента (а): линиями показано положение плотностных разрезов. Геологическая схема участка исследования с элементами интерпретации (б). Цифрами в кружках обозначены геологические объекты, установленные по результатам интерпретации: черным контуром обозначены интрузивные массивы, пунктирными линиями – зоны разломов. Плотностные разрезы (в): 1 – подошва распространения пород воронцовской серии; 2 – граница распространения пород воронежской свиты; 3 – контуры интрузий; 4 – тектонические нарушения

Научные исследования выполнены в рамках гранта РФФИ № 20-05-00190.

Литература

1. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Стрик Ю.Н., Лебедев И.П. Модель геодинамического формирования Воронежского кристаллического массива // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21-30.
2. Глазнев В.Н., Жаворонкин В.И., Муравина О.М. и др. Строение верхней коры Елецкого участка Лосевского террейна (Воронежский кристаллический массив) по данным плотностного моделирования // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2019. № 3. С. 74-83.
3. Berezneva S.I., Muravina O.M., Voronova T.A. Technology for studying the structure of the upper crust of the Voronezh Crystalline Massif by detailed density modeling data // Eleventh symposium on structure, composition and evolution of the lithosphere. Institute of seismology university of Helsinki, report s-71. 2021. P. 9-12.
4. Воронова Т.А., Муравина О.М., Глазнев В.Н., Березнева С.И. Трехмерная плотностная модель верхней коры в области сочленения Лосевского и Донского террейнов (Воронежский кристаллический массив) // Вестник Камчатской региональной организации «Учебно-научный центр». Серия: Науки о Земле. 2021. № 1(49). С. 24-35.
5. Глазнев В.Н., Минц М.В., Муравина О.М. Плотностное моделирование центральной части Восточно-Европейской платформы // Вестник Камчатской региональной организации «Учебно-научный центр». Серия: Науки о Земле. 2016. № 1(29). С. 53-63.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

6. Муравина О.М. Плотностная модель земной коры Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2016. № 1. С. 108–114.
7. Минц М.В., Глазнев В.Н., Муравина О.М. Глубинное строение коры юго-востока Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным: геодинамическая эволюция в палеопротерозое и современное состояние коры // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2017. № 4. С. 2-23.
8. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Пространственный анализ распределения плотности докембрийских образований Воронежской кристаллического массива // Материалы 15-ой международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М.: ИФЗ РАН. 2014. С.171-173.
9. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Петроплотностная карта Воронежского кристаллического массива // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Материалы 43-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского. Воронеж: «Научная книга». 2016. С. 133-136.
10. Муравина О.М., Жаворонкин В.И. Статистический анализ цифровой основы петроплотностной карты Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2015. № 2. С. 94-99.
11. Глазнев В.Н., Муравина О.М., Жаворонкин В.И. и др. Петроплотностная карта докембрийского фундамента Воронежского кристаллического массива. Воронеж: «Научная книга». 2020. 101 с.
12. Глазнев В.Н., Муравина О.М., Воронова Т.А., Холин В.М. Оценка мощности гравиактивного слоя земной коры Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского Государственного университета. Серия: Геология. 2014. № 4. С. 78-84.
13. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: Изд-во «КаЭМ». 2003. 252 с.
14. Страхов В.Н. Теория линейных обратных гравиметрических задач // ДАН. 1990. Т. 311. № 5. С. 1093-1096.
15. Молотков С.П., Костюков В.И., Лосицкий В.И. и др. Геологическая карта Воронежского кристаллического массива масштаба 1 : 500 000 // Министерство природных ресурсов РФ, ГПП «Воронежгеология», ОАО «Белгородгеология», ВГУ, НКПР «Хорс». Воронеж. 1999.
16. Terentiev R.A., Skryabin V.Yu., Santosh M. U–Pb zircon geochronology and geochemistry of Paleoproterozoic magmatic suite from East Sarmatian Orogen: tectonic implications on Columbia supercontinent // Precambrian Research. 2016. V. 273. P. 165-184.
17. Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M. Paleoproterozoic crustal evolution in the East Sarmatian Orogen: Petrology, geochemistry, Sr-Nd isotopes and zircon U-Pb geochronology of andesites from the Voronezh massif, Western Russia // Lithos. 2016. V. 246-247. P. 61-80.

УДК 550.831.017

Аппроксимационный оператор обратной задачи гравиметрии для горизонтального слоя

В.Н. Глазнев^{1,2}, О.М. Муравина¹, А.Б. Раевский²
glaznev@geol.vsu.ru

1 - Воронежский государственный университет, Россия

2 - Геологический институт Кольского научного центра РАН, Россия

Abstract. The construction of an approximate operator is made on the basis of an approximation of an exact analytical inverse operator for an infinite horizontal layer with a finite sum of simple discrete linear operators. The choice of the structure of the approximate inverse operator is given in spectral form, proceeding from the physical essence of the problem and taking into account the natural restrictions on the upper and lower frequency for the spectral representation of a discretely given field at the finite interval of its determination, in accordance with Kotelnikov's theorem.

Рассмотрим основы решения трёхмерной обратной задачи гравиметрии для бесконечного по простиранию горизонтального слоя, следуя [1-3]. Предположим, что плотностные неоднородности изучаемой среды σ , порождающие аномалии гравитационного поля Δg , сосредоточены в горизонтальном слое с аппликатой верхней и нижней грани h и H , соответственно. Выражение для гравитационного поля на уровне наблюдений $z=0$ в этом случае можно записать в декартовой системе координат как:

$$\Delta g(x, y) = f \cdot \int_h^H \left(\int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\zeta \cdot \sigma(\xi, \eta, \zeta) \cdot d\xi d\eta}{[(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + \zeta^2]^{3/2}} \right) d\zeta, \quad (1)$$

где f – гравитационная постоянная, x и y – координаты точек вычисления поля, ζ , η и ξ – координаты точек носителя масс.

Выражение в круглых скобках, фигурирующее в правой части (1), представляет собой двухмерный интеграл свёртки плотности $\sigma(\zeta, \eta, \xi)$ с ядром Пуассона, определяющем аналитическое продолжение в верхнее полупространство. Применяя двухмерное преобразование Фурье к левой и правой части (1) на основании теоремы о спектре интеграла свёртки запишем

$$S_{\Delta g}(\omega_x, \omega_y) = f \cdot \int_h^H S_{\sigma}(\omega_x, \omega_y, \zeta) \cdot \exp(-|\omega|\zeta) \cdot d\zeta, \quad (2)$$

где ω_x , ω_y – пространственные частоты, $|\omega| = (\omega_x^2 + \omega_y^2)^{1/2}$, а $S_{\Delta g}$ и S_{σ} обозначает соответственно спектр Фурье поля Δg на уровне $z=0$ и спектр плотности σ на некотором текущем уровне ζ .

Из выражения (2) можно получить значение спектра S_{σ} , только при некоторых допущениях относительно характера распределения искомой плотности. Воспользуемся предложенным в [1, 4] представлением спектра плотности S_{σ} в виде функции с разделяющимися переменными

$$S_{\sigma}(\omega_x, \omega_y, \zeta) = \tilde{S}(\omega_x, \omega_y) \cdot W(\zeta), \quad (3)$$

где $W(\zeta)$ – некоторая заданная весовая функция, а $\tilde{S}(\omega_x, \omega_y)$ – неизвестная функция подлежащая определению. Учитывая определение (3) соотношение (2) запишем в форме

$$S_{\Delta g}(\omega_x, \omega_y) = f \cdot \tilde{S}(\omega_x, \omega_y) \int_h^H W(\zeta) \cdot \exp(-|\omega|\zeta) \cdot d\zeta, \quad (4)$$

из которого сразу следует:

$$\tilde{S}(\omega_x, \omega_y) = S_{\Delta g}(\omega_x, \omega_y) / \left(f \cdot \int_h^H W(\zeta) \cdot \exp(-|\omega|\zeta) \cdot d\zeta \right). \quad (5)$$

Умножив обе части тождества (5) на $W(\zeta)$ получим

$$\tilde{S}(\omega_x, \omega_y) \cdot W(\zeta) = W(\zeta) \cdot S_{\Delta g}(\omega_x, \omega_y) / \left(f \cdot \int_h^H W(\zeta) \cdot \exp(-|\omega|\zeta) \cdot d\zeta \right)$$

и из последнего, учитывая определение (3), для спектра искомой плотности S_{σ} имеем итоговое решение задачи в форме:

$$S_{\sigma}(\omega_x, \omega_y, z) = \frac{S_{\Delta g}(\omega_x, \omega_y)}{f} \cdot \left(W(z) / \int_h^H W(\zeta) \cdot \exp(-|\omega|\zeta) \cdot d\zeta \right). \quad (6)$$

В простейшем случае при $W(z) \equiv 1$ из (6) следует аналитическое представление для искомой плотности

$$S_{\sigma}(\omega_x, \omega_y, z) = \frac{S_{\Delta g}(\omega_x, \omega_y)}{f} \cdot \left(1 / \int_h^H \exp(-|\omega|\zeta) \cdot d\zeta\right) = \frac{S_{\Delta g}(\omega_x, \omega_y)}{f} \cdot \frac{|\omega| \cdot \exp(-|\omega|h)}{1 - \exp(-|\omega|\Delta H)} = \frac{S_{\Delta g}(\omega_x, \omega_y)}{f} \cdot R(|\omega|, h, \Delta H), \quad (7)$$

которое можно записать в виде медленно сходящейся суммы ряда аналитических продолжений на уровни кратные значению $\Delta H = H - h$ для первой вертикальной производной поля Δg [5-7]. В общем случае такой подход является ограниченно конструктивным, и поэтому в [2] авторами был предложен аппроксимационный принцип построения спектрального оператора обратной задачи $R(|\omega|, h, \Delta H)$, фигурирующего в (7).

Структуру такого аппроксимационного оператора можно определить из точного гармонического решения обратной задачи в слое $\zeta \in [0, H]$ при $W(z) \equiv 1$. В этом случае для оператора $R(|\omega|, 0, H)$, фигурирующего в решении (7), получим его аналитическое представление

$$R(|\omega|, 0, H) = \frac{|\omega|}{1 - \exp(-|\omega|H)} = |\omega| \cdot \sum_{k=1}^{\infty} \exp[-|\omega|H(k-1)]. \quad (8)$$

Ограничиваясь первыми двумя членами в этом представлении и учитывая, что второй член ряда достигает максимума при $|\omega| = 1/H$, запишем выражение

$$R_a(|\omega|, 0, H) \approx |\omega| + \frac{1}{H} \exp(-|\omega| \cdot H), \quad (9)$$

которое обеспечивает простейшее приближение оператора (8). Именно это выражение и будем использовать в качестве базисной структуры для аппроксимации спектрального оператора решения обратной задачи в слое.

Фактически вычисление спектра плотности в заданном слое $\zeta \in [h, H]$ для положительно определённой $W(z)$, на основании (7), можно выполнить методом итераций [2, 3]:

$$S_{\sigma}^{(n+1)}(\omega_x, \omega_y, z) = S_{\sigma}^{(n)}(\omega_x, \omega_y, z) + W(z) \cdot R(|\omega|, h, \Delta H) \cdot \left[S_{\Delta g}^{(n)}(\omega_x, \omega_y) - f \cdot \int_h^H S_{\sigma}^{(n)}(\omega_x, \omega_y, \zeta) \cdot \exp(-|\omega|\zeta) \cdot d\zeta \right], \quad (10)$$

где верхний индекс в круглых скобках обозначает порядок итерации. Отметим, что итерационный процесс (10), для положительно определённой $W(z)$, будет сходящимся [1] при выполнении условия нормировки весовой функции

$$\int_h^H W(\zeta) \cdot d\zeta = \Delta H. \quad (11)$$

Инверсионная конструкция в форме (10) – (11) без уменьшения общности допускает расширение на случай $h \rightarrow 0$, полагая, что весовая функция $W(z)$, в области выше верхней границы слоя с искомыми источниками, доопределена нулевыми значениями. В такой постановке численная реализация предложенного подхода может быть модифицирована с использованием аппроксимации спектрального оператора в форме (9), принимая во внимание граничные частоты спектров исходных данных задачи.

Для дискретных значений поля верхняя граничная частота определяется как $\omega_b = \pi/\Delta x$, где Δx шаг дискретизации используемых данных. Помимо верхней граничной частоты на практике имеет место и нижняя граничная частота ω_n , определяемая аналогично через характерный плановый размер области задания данных L (в двухмерном случае – длину профиля наблюдений). В заданном диапазоне частот $\omega_n < |\omega| < \omega_b$ аппроксимацию спектрального оператора обратной задачи $R(|\omega|, h, \Delta H)$ запишем как

$$R_a(|\omega|, \Delta H, A, B, D) = A \cdot |\omega| + \frac{B}{\Delta H} \cdot \exp(-D \cdot |\omega|\Delta H), \quad (12)$$

где величины безразмерных констант A , B и D подлежат определению. Собственно значение констант в представлении аппроксимационного спектрального оператора (12) можно получить из решения оптимизационной задачи вида

$$\int_{\omega_n}^{\omega_b} [R(|\omega|, h, \Delta H) - R_a(|\omega|, \Delta H, A, B, D)]^2 d\omega = \min. \quad (13)$$

Вычисление констант в аппроксимации (12) следует выполнять в каждом конкретном случае при заданных значениях дискретной системы исходных данных: шаге сетки отсчетов поля, характерных размерах области задания данных о поле, мощности модельного слоя с

искомыми источниками. Оптимизационная задача (13) легко решается с помощью стандартных средств компьютерной математики при разумных значениях указанных выше параметров задачи. В понятие “разумных значений параметров” мы вкладываем такие их величины, по отношению к шагу дискретизации исходного поля, которые не порождают чрезмерную детальность и/или разрежённость исходных данных описания модели изучаемой среды. Вычисляемые согласно (13) оптимальные значения констант в аппроксимации позволяют в большинстве реальных практических задач инверсии представить функцию $R(|\omega|, h, \Delta H)$ с погрешностью менее 1–2 %.

Изложенный выше алгоритм итерационного решения обратной задачи гравиметрии, основанный на аппроксимационном представлении обратного оператора для горизонтального слоя, показал высокую эффективность при построении плотностных моделей геологических сред в различных условиях. Предлагаемый подход был реализован при создании региональных моделей земной коры [8-12 и др.] и детальных моделей отдельных геологических объектов [13-15 и др.].

Литература

1. Раевский А.Б. Применение линейных трансформаций при гравитационном моделировании верхней части земной коры на кристаллических щитах (на примере западного района Кольского полуострова). Диссертация на соискание уч. степ. канд. физ.-мат. наук. Апатиты, 1984. 102 с.
2. Глазнев В.Н., Раевский А.Б., Балаганский В.В., Маннинен Т. Трёхмерная модель верхней коры района Киттила-Соданкюля, Финская Лапландия (север Балтийского щита). Сборник материалов, посвящённый 40-летию юбилею кафедры геофизики ВГУ. Воронеж: Изд. ВГУ. 2002. С. 11-20.
3. Кобрунов А.И. Математические основы теории интерпретации геофизических данных. М.: ЦентрЛитНефтеГаз. 2008. 288 с.
4. Кобрунов А.И., Варфоломеев В.А. Об одном методе ε -эквивалентного перераспределения и его использовании для интерпретации гравитационного поля // Физика Земли. 1981. № 10. С. 25–44.
5. Новоселицкий В.М. К теории определения изменения плотности в горизонтальном пласте по аномалиям силы тяжести // Физика Земли. 1965. № 5. С.25–32.
6. Pedersen L.B. Relation between potential fields and some equivalent sources // Geophysics. 1991. V. 56. No 7. P. 961–971.
7. Blakely R.J. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press. 1995. 461 p.
8. Минц М.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Трёхмерная модель геологического строения верхней коры района Кольской сверхглубокой скважины и сопредельных территорий Кольского полуострова // Геотектоника. 1994. № 6. С. 3-22.
9. Glaznev V.N., Mints M.V., Muravina O.M., Raevsky A.B., Osipenko L.G. Complex geological–geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: Nature of density layering of the crust and the crust–mantle boundary // Geodynamics & Tectonophysics. 2015. 6 (2). P. 133–170.
10. Глазнев В.Н., Минц М.В., Муравина О.М. Плотностное моделирование земной коры центральной части Восточно-Европейской платформы // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2021. 2016. Вып. 29, № 1. С. 53-63.
11. Минц М.В., Глазнев В.Н., Муравина О.М. Глубинное строение коры юго-востока Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным: геодинамическая эволюция в палеопротерозое и современное состояние коры // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2017. № 4. С. 5-23.
12. Mints M.V., Glaznev V.N., Muravina O.M., Sokolova E.Yu. 3D model of Svecofennian Accretionary Orogen and Karelia Craton based on geology, reflection seismics, magnetotellurics

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

- and density modelling: Geodynamic speculations // *Geoscience Frontiers*. 2020. 11 (3). P. 999-1023.
13. Arzamastsev A.A., Glaznev V.N., Raevsky A.B., Arzamastseva L.V. Morphology and internal structure of the Kola alkaline intrusions, NE Fennoscandian Shield: 3D density modelling and geological implication // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2000. V. 18. No 2. P. 213-228.
14. Глазнев В.Н., Жирова А.М., Раевский А.Б. Новые данные о глубинном строении Хибинского и Ловозерского массивов, Кольский полуостров // *Доклады РАН*. 2008. Т. 422. № 3. С. 391-393.
15. Глазнев В.Н., Жаворонкин В.И., Муравина О.М., Антонова И.Ю., Воронова Т.А., Черешинский А.В., Холин П.В. Строение верхней коры елецкого участка Лосевского террейна (Воронежский кристаллический массив) по данным плотностного моделирования // *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология*. 2019. №3. С. 74-83.

УДК 550.8; 553.98

**Определение местоположения области-источника для системы инкапсулированных
3D областей**

Ю.В. Гласко

glaskoyv@mail.ru

*Научно-исследовательский вычислительный центр Московского Государственного
Университета им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

We consider the development of Poincare balayage-method for the problem of concentration of masses. 3D mesh-domain for process consists of system of the nested mesh-cubes.

В ряде работ В.Н. Страхова затрагивается проблема выметания плотностей А. Пуанкаре [4]-[6]. Аналогичная тематика применительно к гравиразведке используется и в работах болгарского геофизика Д.П. Зидарова [3].

Стоит отметить, что относительно balayage метода Пуанкаре [1], [2] были предложены и численные схемы [3], [4], [5], [14] и др. Он нашел и практическое применение относительно поисков нефти и газа [7]-[10] как инструмент интерпретации гравитационных и магнитных полей от месторождения и элементов эпигенетического минералообразования (магнитные минералы: магнетит (Fe_3O_4 , плотность $\rho \in [5.2 \text{ г/см}^3, 5.2 \text{ г/см}^3]$), магнитный пирротин (Fe_7S_8 , $\rho \in [4.6 \text{ г/см}^3, 4.7 \text{ г/см}^3]$), грейгит (Fe_3S_4 , $\rho = 4,049 \text{ г/см}^3$) и др., немагнитные минералы; пирит (FeS_2 , $\rho \in [4.95 \text{ г/см}^3, 5.10 \text{ г/см}^3]$), сидерит ($FeCO_3$, $\rho = 3,96 \text{ г/см}^3$) и др.).

Характерной априорной информацией относительно значительного количества нефтегазовых месторождений является отрицательное гравитационное поле на дневной поверхности на определенной площади с положительными аномалиями гравимагнитного поля, что соответствует коллектору (с плотностью $\rho \in [0.4 \text{ г/см}^3, 0.5 \text{ г/см}^3]$) и “точечным” элементам эпигенетического минералообразования. Такие же всплески наблюдаются и на каротажных кривых. Так же можно получить информацию о запечатывающем слое посредством сейсморазведки [7]-[9].

Здесь мы рассмотрим, продолжение идей В.Н. Страхова касательно метода выметания, но уже относительно системы 3D вложенных кубов и их сеточной реализации.

Рассмотрим квазилинейный нелинейный процесс диффузии с подвижной границей $\xi(t) \equiv \Gamma(t)$ и источником $f(X, t)$, $X \in Q$, $Q \equiv V \times (0, \bar{t})$.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(D(u) \frac{\partial u(X, t)}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D(u) \frac{\partial u(X, t)}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D(u) \frac{\partial u(X, t)}{\partial z} \right) = \frac{\partial u(X, t)}{\partial t} - f(X, t), \quad (X, t) \in Q \quad (1)$$

$$\gamma \frac{d\xi}{dt} = -D(u(X, t)) \frac{\partial u(X, t)}{\partial n} \Big|_{X=\xi(t)+0} + D(u(X, t)) \frac{\partial u(X, t)}{\partial n} \Big|_{X=\xi(t)-0} \quad (2)$$

$$\frac{\partial u(X, t)}{\partial n} \Big|_{X \in \partial V} = 0 \quad (3)$$

$$-D(u) \frac{\partial u(X, t)}{\partial n} \Big|_{X \in \partial \Omega} = \beta(u)(N(t) - \psi(u)) \Big|_{X \in \partial \Omega} \quad (4)$$

$$u \Big|_{t=0} = u_o(X) = cf(X, 0), \quad X \in \Omega \quad (5)$$

, где $N(t)$, $\psi(u)$ - потенциалы, $D(u)$ – коэффициент диффузии, $\beta(u)$ - коэффициент массообмена, c – коэффициент, обеспечивающий совпадение размерностей.

Обратная задача определения источника (1)-(5) может быть записана в операторном виде:

$$Af(X) = u_r(s), \quad X \in \Omega, \quad s \in \Gamma \cong \partial V \quad (6)$$

Здесь $Af(X)$ - описывается уравнениями (1)-(3). Оператор A реализуется модификацией на основе balayage-метода А. Пуанкаре. Здесь мы опираемся на численный подход Д. Зидарова [3] для поиска полезных ископаемых.

Рассмотрим систему инкапсулированных кубов $V \supset V_1 \supset V_2 \supset V_3$.

Отметим, что сетку можно рассматривать не только как множество узлов, но и как систему вложенных сеточных областей. Рассмотрим систему из 4-ех сеточных 3D кубов $V^h \supset V_1^h \supset V_2^h \supset V_3^h$. V^h - сеточная аппроксимация куба V . Шаг $h=1/7$. Данная конструкция представляется оптимальной с точки зрения информативности. В проводимых компьютерных расчетах куб $V = [0;1] \times [0;1] \times [1/3;4/3]$. Сеточный куб V_1^h вложен в сеточный куб V^h . Сеточный куб V_2^h вложен в сеточный куб V_1^h . Сеточный куб V_3^h вложен в сеточный куб V_2^h . Таким образом, есть область V и есть внутренняя область $V_{вн}$ и их сеточные аналоги $V^h, V_{вн}^h$ (Рис. 1).

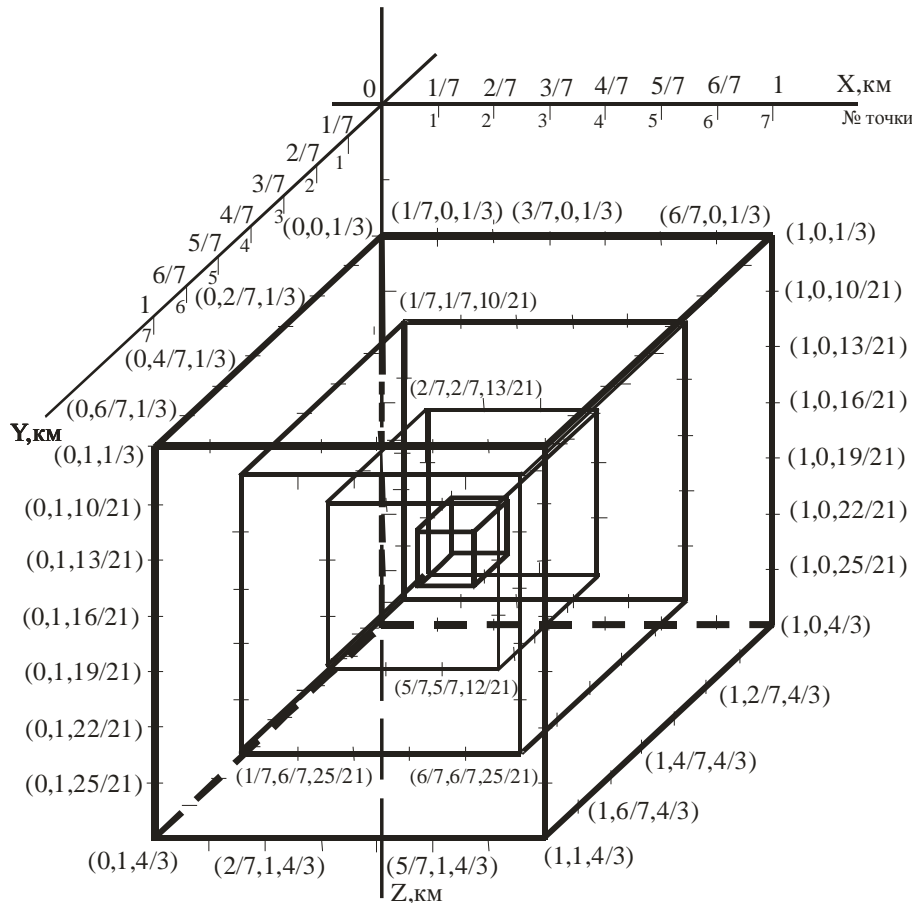


Рис. 1. Система инкапсулированных сеточных кубов.

Общее число узлов рассматриваемого сеточного куба V^h составляет $8^3 = 512$. Сеточная область состоит из 4-х расширяющихся поверхностей: $\Gamma_3^h \equiv \partial V_3^h$, $\Gamma_2^h \equiv \partial V_2^h$, $\Gamma_1^h \equiv \partial V_1^h$, $\Gamma^h \equiv \partial V^h$. Число узлов для Γ_3^h равно 2^3 . Число узлов для Γ_2^h равно $4^3 - 2^3$. Число узлов для поверхности Γ_1^h равно $6^3 - (4^3 - 2^3) - 2^3 = 6^3 - 4^3$. Число узлов для поверхности Γ^h равно $8^3 - 6^3 = 8^3 - (6^3 - (4^3 - 2^3) - 2^3) - (4^3 - 2^3) - 2^3$. Отметим, что мы рассматриваем случаи, когда в центре всегда находится область из 2^3 узлов (то есть

количество узлов на ребре любого куба четно). Мы не рассматриваем случаи, когда в центре находится точечный источник (то есть количество узлов на ребре любого куба нечетно).

В общем конечном случае количество узлов на ребре внешней поверхности (поверхности сеточного куба V^h) $\Gamma^h \equiv \partial V^h$ равно $N=2M$. Шаг сетки $h = 1/(N - 1)$. Тогда сеточная область состоит из $N/2=M$ расширяющихся поверхностей $\Gamma_{M-1}^h \equiv \partial V_{M-1}^h$, $\Gamma_{M-2}^h \equiv \partial V_{M-2}^h$, $\Gamma_{M-3}^h = \partial V_{M-3}^h, \dots, \Gamma_1^h \equiv \partial V_1^h$, $\Gamma^h \equiv \partial V^h$. Число узлов Γ_{M-1}^h равно 2^3 . Число узлов Γ_{M-2}^h равно 4^3-2^3 . Число узлов Γ_{M-3}^h равно 6^3-4^3 Число узлов Γ_1^h равно $(N-2)^3-(N-4)^3$. Число узлов $\Gamma^h \equiv \partial V^h$ равно $N^3-(N-2)^3$. На всякий случай заметим, что в этой формуле число расширяющихся областей предполагается не менее 5: $M \geq 5$. Соответственно, число узлов на ребре Γ^h не менее 10: $N \geq 10$.

В среде программирования Delphi реализован алгоритм численной реализации 3D balayage-метода А. Пуанкаре (выметания плотностей из области-источника Ω) [14], [15].

Рассмотрено несколько численных экспериментов относительно источника аппроксимированного сеточной областью Ω^h .

Здесь мы представим численный эксперимент для источника, аппроксимированного сеточной 3D областью $\Omega^h \equiv V_2^h \setminus V_3^h$.

Рассмотрим результат эксперимента с точки зрения интерпретации – решения обратной задачи концентрации. Отметим, что мы рассматриваем область с плотностью $\delta_{ист}(X^h)$, $X^h \in \Omega^h$. Эта область отвечает слою элементов эпигенетического минералообразования. Эти элементы образуются в результате миграции углеводородов из коллектора углеводородов. Впрочем, вместо физической плотности возьмем логическое “да” соответствующее 1. Соответственно, область-источник $\Omega^h \equiv V_2^h \setminus V_3^h$ задана на трехмерной сетке 56-ю узлами ($56=64-8$) с плотностью 1. На Рис. 2 представлены проекции Ω^h на грани куба V^h ($x=0$ либо $x=1$, либо $y=0$, либо $y=1$, либо $z=1/3$, либо $z=4/3$).

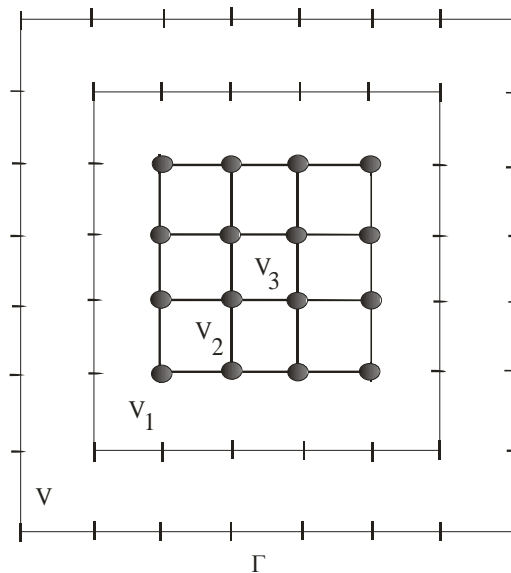


Рис. 2. 2D проекция системы вложенных кубов V^h с областью-источником $\Omega^h \equiv V_2^h \setminus V_3^h$ на сетке с $h = 1/7$ на $\Gamma^h \equiv \partial V^h$.

Рассмотрим обратную задачу определения местоположения области-источника и области-коллектора УВ. Если нас интересует местоположение области-коллектора Ω_{res}^h его можно определить по максимальному “плато” на 6 гранях объемлющей ее области V^h (Таб.

1, Рис. 3). Впрочем, для определения местоположения Ω_{res}^h достаточно и 1-го плато на 1-й грани V^h (наиболее естественно взять плато на $\partial V_{z=1/3}^h$). В рассматриваемом случае (именно для системы 4-х сеточных кубов $V^h \supset V_1^h \supset V_2^h \supset V_3^h$ с $h=1/7$) $\delta_{max}/\delta_2 = 1.229343 \approx 1.23 < 1.26$ $\delta_2/\delta_3 \approx 2.1 > 2$.

0.00000	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0.0	0.07455	0.14911	0.18719	0.18710	0.14911	0.07455	0.0
0.0	0.14911	0.31651	0.39321	0.39321	0.31651	0.14911	0.0
0.0	0.18710	0.39321	0.48339	0.48339	0.39321	0.18710	0.0
0.0	0.18710	0.39321	0.48339	0.48339	0.39321	0.18710	0.0
0.0	0.14911	0.31651	0.39321	0.39321	0.31651	0.14911	0.0
0.0	0.07455	0.14911	0.18710	0.18710	0.14911	0.07455	0.0
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Таб. 1. Распределение выметенных из Ω^h плотностей на каждой ∂V_s^h , $s = 1, \dots, 6$.

Если рассматривать процесс как процесс распространения плотности из источника с подвижной границей (как задачу Стефана), то условие $\delta_{max}/\delta_2 < 1.26$ и $\delta_2/\delta_3 > 2$ означает, что поле выметенных плотностей создано областью элементов эпигенетического минералообразования $\Omega^h = V_2^h \setminus V_3^h$, диффундировавшими из коллектора $\Omega_{res}^h = V_3^h$ имеющего значительно меньшую плотность, чем область-источник Ω^h . Этот вывод получен на основе численной 3D реализации balayage -метода А. Пуанкаре.

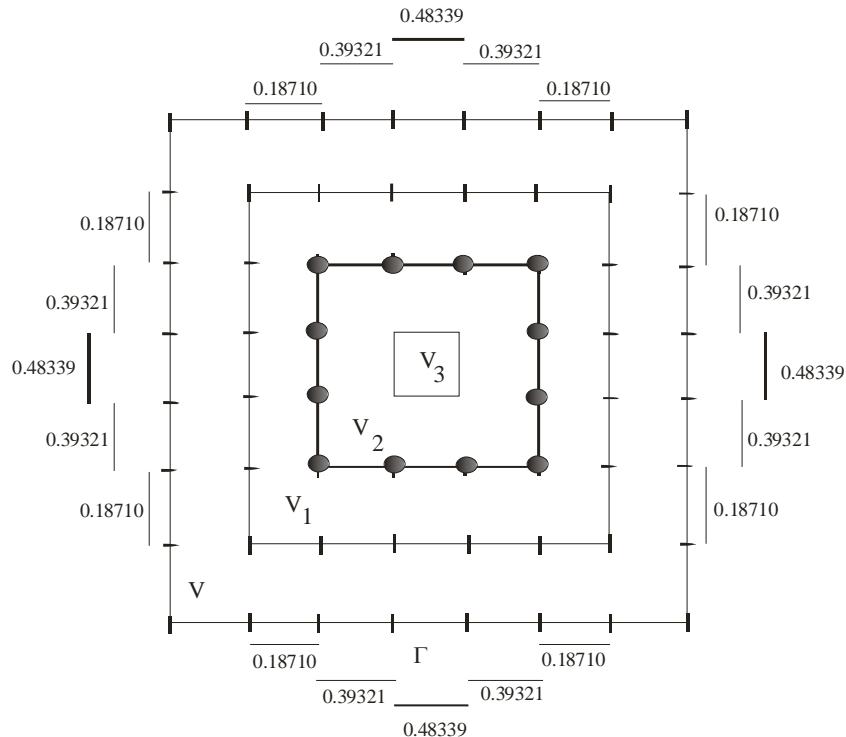


Рис. 3. 2D кубы - разрезы V^h плоскостями $x=3/7, x=4/7, y=3/7, y=4/7, z=16/21, z=19/21$. “Плато” от источника $\Omega^h = V_2^h \setminus V_3^h$ на соответствующих указанным плоскостям 1D кубах - отрезках граней ∂V^h .

В общем случае, область-источник может быть, как торообразной областью так и непрерывной замкнутой областью.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Рассмотренный подход является экономичным с точки зрения времени расчетов. требуемой частоты процессора и объема оперативной памяти.

Список литературы

1. Н. Poincare. Sur les equation aux derives partielles de la physique mathematique // Amer. J. Math. 1890. 12. p. 211-294; Oeuvres, t. IX, p. 28-113.
2. Боголюбов Н.Н., Арнольд В.И., Погрёбыцкий И.Б. (ред.) Анри Пуанкаре. Избранные труды. Т. 3. М.: Наука, 1974.
3. Зидаров Д.П. О решении некоторых обратных задач потенциальных полей и их применение к вопросам геофизики. София: БАН, 1980.
4. Страхов В.Н. К теории плоской задачи гравиметрии и магнитометрии – “аналитический мир”, порождаемый выметанием Пуанкаре // Известия АН СССР, сер. Физика Земли. 1978. № 2. С. 47-73.
5. Страхов В.Н. О выметании масс по Пуанкаре и его использовании при решении прямых и обратных задач гравиметрии // ДАН СССР. 1977. Т. 236. № 1. С. 54-57.
6. Страхов В.Н. О подходе к решению обратных задач гравиметрии, основанном на теории эквивалентных перераспределений масс // ДАН СССР. 1977. Т. 36. № 3. С. 571-574.
7. Филатов В.Г. Устойчивые способы обработки и интерпретации потенциальных полей на основе регуляризации и концентрации источников: автореферат дисс. докт. физ.-мат. наук.- Киев: 1988. – с. 49.
8. А.А. Никитин, А.В. Петров, В.М. Мегеря, В.И. Старостенко, В.Г. Филатов, А.М. Лобанов. Оптимальная фильтрация и интропродолжение геополей с учетом вторичного магнетоминералообразования в нефтегазоразведке. М.: НТ Пресс. 2011.
9. Мегеря В.М., Филатов В.Г., Старостенко В.И., Корчагин И.Н., Лобанов А.М., Гласко Ю.В., Волоцков М.Ю., Скачков С.А. Возможности и перспективы применения несейсмических методов для поисков скоплений углеводородов и геосолитонная концепция их образования // Геофизический журнал. Киев. 2012. Т.34. №3. С. 4-21.
10. Лаврентьев М.М., Старостенко В.И., Филатов В.Г., Мегеря В.М., Лобанов А.М., Овсепян М.Л., Гласко Ю.В. и др. Применение регуляризации в гравимагниторазведке при поисках месторождений углеводородов. М.: МГРИ-РГГРУ. 2010.
11. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Левашов С.П. Прямопоисковая мобильная технология: результаты апробации при поисках скоплений водорода и каналов миграции глубинных флюидов, минерального вещества и химических элементов // Geoinformatika. 2019. Т. 70. № 2. С. 19-42.
12. Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. М.: Наука, 1966.
13. Yagola A. G., Dorofeev K. Yu. Sourcewise representation and a posteriori error estimates for ill-posed problems // Ramm A.G., Shivakumar P.N., Strauss A.V. (eds.) Fields Institute Communications: Operator Theory and Its Applications. Providence, RI: Amer. Math. Soc. 2000. V. 25. P. 543–550.
14. Гласко Ю.В. Обратная задача интерпретации гравитационной и магнитной аномалий месторождения углеводородов // Сибирский журнал индустриальной математики. 2020. Т. 23. №1. С. 46-57.
15. Glasko Y.V. Interpretation algorithms for Hydrocarbon Deposits// D. Nurgaliev, N. Khairullina (eds.) Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Vol. 1. Practical and Theoretical Aspects of Geological Interpretation of Gravitational, Magnetic and Electric Fields. Springer Nature Switzerland AG. 2019. P. 113-125.

Метрологические основы измерений магнитных величин

Т.А. Глушкова¹, В.А. Богомазов¹, С.В.Мазур², В.М. Сычев¹, А.Г. Талалай¹

grounedra@mail.ru

1 - ФГБОУ ВО «УГГУ», Екатеринбург, Россия

2 - ООО Концерн «НЕДРА», Екатеринбург, Россия

Currently, the capabilities of magnetic exploration methods are not always fully used, since it is not always possible to speak with confidence about the reliability of the information obtained as a result of processing geophysical information. And this is due to the fact that in recent years relatively little attention has been paid to the metrology of magnetic exploration methods. Metrological support of magnetic flux measurements is based on the state primary standard of magnetic flux, the state verification scheme of magnetic flux measuring instruments and two working standards.

В настоящее время возможности методов магниторазведки не всегда используются в полной мере, поскольку не всегда можно с уверенностью говорить о достоверности получаемых в результате обработки геофизической информации сведений. И связано это с тем, что в последние годы сравнительно мало внимания уделяется метрологии методов магниторазведки. Метрологическое обеспечение измерений магнитного потока основывается на государственном первичном эталоне магнитного потока, государственной поверочной схеме средств измерений магнитного потока и двух рабочих эталонах.

Система метрологического обеспечения магнитных измерений в нашей стране базируется на государственных первичных эталонах единиц магнитной индукции, магнитного потока, магнитного момента и соответствующих государственных поверочных схемах и нормативных документах по поверке образцовых и рабочих средств измерения, включая стандартные образцы (СО) магнитных материалов с известными магнитными характеристиками, которые выполняют роль мер магнитных величин [1, 2].

Государственный первичный эталон единицы магнитной индукции воспроизводит теслу через основные единицы СИ – метр и ампер с помощью катушки с током, постоянная которой определена расчетным путем по измеренным геометрическим размерам обмотки.

Эталон обеспечивает воспроизведение единицы магнитной индукции в диапазоне $5 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-4}$ Тл со средним квадратическим отклонением (СКО) результата измерений не более $1 \cdot 10^{-6}$ при десяти независимых наблюдениях. Неисключенная систематическая погрешность (НСП) не превышает $2,5 \cdot 10^{-6}$. Размер единицы передается рабочим средствам измерений в диапазоне $5 \cdot 10^{-12} - 5 \cdot 10^{-2}$ Тл в соответствии с ГОСТ 8.095–81 при помощи вторичных эталонов и образцовых средств измерений трех разрядов, которые основаны на методах квантовой магнитометрии – ядерном и атомном магнитном резонансе. Для средних постоянных магнитных полей разработаны государственный специальный эталон и общесоюзная поверочная схема для диапазона $5 \cdot 10^{-2} - 2$ Тл (ГОСТ 8.144–75) со СКО $3 \cdot 10^{-6}$, НСП $1 \cdot 10^{-5}$. Эталон представляет собой электромагнит со стабилизатором поля на основе протонного резонанса и эталонный тесламетр ЯМР.

Метрологической основой измерений сильных постоянных полей является государственный специальный эталон единицы магнитной индукции, состоящий из сверхпроводящей меры эталона, воспроизводящей поле с индукцией 1–10 Тл при температурах 4,2 и 300 К, и эталонного тесламетра ЯМР с диапазоном измерений 0,5–10 Тл. Эталон воспроизводит единицу магнитной индукции со СКО $S=1 \cdot 10^{-6}$, при НСП $\theta=7 \cdot 10^{-6}$ (ГОСТ 8.188–85). Кроме того, для метрологического обеспечения средств измерений сильных магнитных полей применяются образцовые тесламетры ЯМР первого разряда с диапазоном измерений 1–10 Тл и погрешностью $1 \cdot 10^{-4}$, образцовые тесламетры с преобразователями Холла с диапазоном измерений 0,5–10 Тл и погрешностью 0,1–0,2 % при температурах 2; 4,2; 77 и 293 К.

Согласование размера единицы магнитной индукции, воспроизводимой

государственными эталонами в слабых, средних и сильных постоянных магнитных полях, осуществляется через гиромагнитное отношение протона, являющееся коэффициентом преобразования эталонных тесламетров ЯМР во всех трех эталонах. Значение гиромагнитного отношения протона, установленное на основании согласования значений физических констант и опубликованное в Бюллетене Международного комитета данных науки и технологии (CODATA) в 1986 г., № 63, равно $\gamma_p = 2,67515255 \cdot 10^8 \text{ с}^{-1} \cdot \text{Тл}^{-1}$ с погрешностью $3 \cdot 10^{-7}$, что следует считать за мировой уровень воспроизведения единицы магнитной индукции постоянного поля.

Единство измерений магнитной индукции переменного магнитного поля обеспечивается с помощью государственного специального эталона и государственной поверочной схемы для диапазона $1 \cdot 10^{-13} - 1 \text{ Тл}$ при частотах 0,1–20000 Гц (ГОСТ 8.093 – 80). Эталон воспроизводит размер единицы магнитной индукции в диапазоне $1 \cdot 10^{-6} - 2,5 \cdot 10^{-4} \text{ Тл}$ при частотах 1 –10000 Гц со СКО $1 \cdot 10^{-4} - 5 \cdot 10^{-4}$ и НСП не более $3 \cdot 10^{-4}$. Постоянная катушки определяется расчетным путем на основе измерения размеров обмоток. Частотные поправки постоянной определены на основании теоретических и экспериментальных исследований. Размер единицы, воспроизводимой специальным эталоном, согласован с размером единицы, воспроизводимой первичным эталоном на постоянном токе. Передача размера единицы магнитной индукции образцовым и рабочим средствам измерений осуществляется методом компарирования с использованием квантовых и индукционных компарирующих преобразователей.

Метрологическое обеспечение измерений магнитного потока основывается на государственном первичном эталоне магнитного потока, государственной поверочной схеме средств измерений магнитного потока и двух рабочих эталонах. Один из рабочих эталонов является многозначной мерой магнитного потока (делителем магнитного потока), а другой – автоматизированной установкой с высокоточным веберметром (класс 0,03).

Государственный первичный эталон единицы магнитного потока представляет собой комплекс, состоящий из меры магнитного потока в виде расчетной катушки магнитного потока на кварцевом каркасе, катушки для компенсации магнитного поля Земли и других внешних магнитных полей, компаратора на основе индукционного метода для передачи размера единицы вторичным эталонам (эталон сравнения, эталон-копия, рабочие эталоны) методом сличения. Катушка магнитного потока – это катушка с двумя обмотками, предназначенная для воспроизведения определенного значения магнитного потока, сцепляющегося со вторичной обмоткой, когда по первичной протекает электрический ток известного значения. Значение постоянной эталонной катушки $K_\Phi = \Psi/I = 0,0100165 \text{ Вб/А}$. Эталон воспроизводит единицу потока со СКО $S=1 \cdot 10^{-5}$ и НСП $\theta= 1,7 \cdot 10^{-5}$ (ГОСТ 8.030–83).

Номинальные значения постоянных вторичных эталонов 0,01 Вб/А, а постоянная по потоку катушки – делителя магнитного потока лежит в диапазоне $1 \cdot 10^{-2} - 1 \cdot 10^{-4} \text{ Вб/А}$. Катушка-делитель осуществляет масштабное преобразование магнитного потока в соответствии с числом витков ее обмоток. От делителя магнитного потока размер единицы потока методом компарирования передается мерам магнитного потока – катушкам взаимной индуктивности первого разряда (класс 0,05–0,2) и рабочим средствам измерения – веберметрам и измерительным катушкам.

Кроме того, в поверочную схему включены средства измерений магнитного потока, применяющиеся для испытаний магнитомягких и слабоферромагнитных материалов в статическом и квазистатическом режимах намагничивания, а также образцовые меры первого разряда, представляющие собой источники импульса ЭДС, проградуированные в веберах. Такие меры используются для проверки веберметров, которые имеют ограничения по минимальной длительности входного импульса, и которые трудно поверить с помощью катушек магнитного потока.

Передача размера единицы потока от государственного первичного эталона магнитоизмерительным установкам и комплексам для определения характеристик магнитных материалов осуществляется посредством стандартных образцов (СО) магнитных

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

материалов, которые являются групповыми средствами измерений, хранящими и воспроизводящими значения функциональной зависимости $\Phi=F(H)$ в материале. Такие СО магнитомягких материалов аттестуются по рабочему эталону потока и используются в качестве образцовых средств измерений первого разряда с относительной погрешностью 0,1–0,5 %.

Для воспроизведения и передачи размера единицы магнитного потока в импульсном режиме исходными образцовыми средствами измерений являются меры импульса электрического напряжения на основе RC-формирователей импульсов с заданными параметрами. Такие импульсы, являющиеся электрическим эквивалентом магнитного потока ($1\text{Вб}=1\text{В}\cdot\text{с}$), можно воспроизводить и передавать с более высокой точностью, чем импульс потока. Погрешность исходных образцовых мер импульса напряжения для диапазона $10^{-3} - 10^{-9} \text{ В}\cdot\text{с}$ составляет соответственно 0,2 – 2 %.

В качестве образцовых средств измерений используются нано- и микровеберметры, а также СО из прецизионных магнитомягких сплавов, аттестованные по приращению магнитного потока. Погрешность таких средств измерений для диапазона $10^{-3}-10^{-9} \text{ В}\cdot\text{с}$ составляет 1 – 6 %.

Для измерения магнитной восприимчивости образцов горных пород в условиях полевых и стационарных лабораторий применяется лабораторный измеритель магнитной восприимчивости (ИМВО). Для градуировки данного прибора используются полунасыщенные эталонные стандартные образцы с известными значениями в системе СИ (рис. 1-4) [3].



Рис. 1-4. Эталонные стандартные образцы с известными значениями в системе СИ

Для литологического расчленения геологических разрезов горных пород и руд и количественного определения содержания магнитного железа в железосодержащих рудах

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

проводятся измерения магнитной восприимчивости. КМВ – это основной метод исследования скважин на месторождениях магнитных железных руд, он применяется также на месторождениях бокситов, полиметаллов и марганцевых руд [4].

Для измерения магнитной восприимчивости в геофизических методах исследования скважин в частности используется цифровой скважинный прибор КМВ-Ц-48 (рис. 5.).

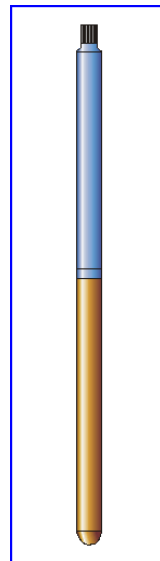


Рис. 5. Цифровой скважинный прибор КМВ-Ц-48

На диаграммах, представленных ниже, приведены результаты комплексного использования КМВ и СГК, на которых видна хорошая корреляция кривых геофизических методов, применяемых в комплексе (рис. 6, 7).

Рис. 6. Результаты применения СГК и КМВ для поисков алмазов на месторождении АК «Алроса». Интервалы кимберлитов выделены по превышению содержания Th над содержанием К и U. Аномалии сопоставлены с содержанием алмазов по керну [5].

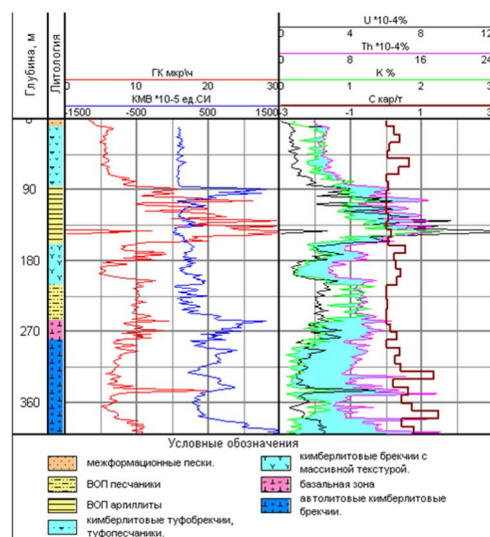
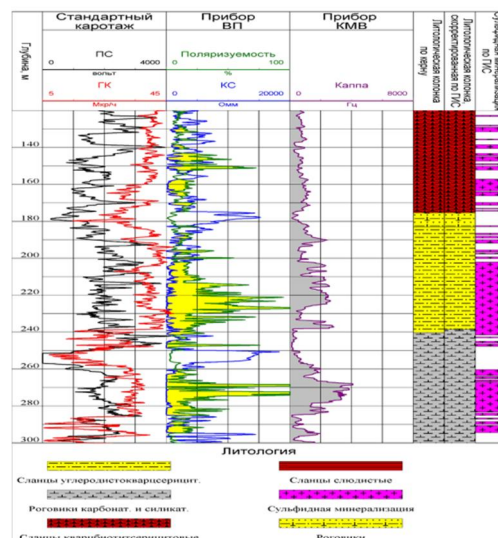


Рис. 7. Результаты комплекса ГИС на золоторудном месторождении. По ВП и КС выделены аномалии рудной минерализации. Аномалии с повышенной магнитной восприимчивостью отнесены к пирротиновой минерализации, с низкой – к пиритовой [5].



Вывод

В настоящее время возможности методов магниторазведки не всегда используются в полной мере, поскольку не всегда можно с уверенностью говорить о достоверности получаемых в результате обработки геофизической информации сведений. И связано это с тем, что в последние годы сравнительно мало внимания уделяется метрологии методов магниторазведки – многие положения метрологии в геофизике (особенно в части обеспечения единства измерений, не говоря о требованиях к точности) не соблюдаются.

Список использованной литературы

1. Талалай А. Г., Хайкович И. М., Фоминых В. И., Глушкова Т. А. Метрология, стандартизация и сертификация в области геологического изучения недр // Мат-лы Межд. науч.- практ. конф. «Аппаратурно-методические комплексы и технологии ГИС и ядерно-геофизические методы для исследования рудных и нерудных скважин», Октябрьский, 2-5 октября 2012 г. – Октябрьский, 2012.
2. ГОСТ 8-030-2013 Государственная поверочная схема для средств измерений магнитной индукции, магнитного потока, магнитного момента и градиента магнитной индукции. – ФГУП Стандартиформ, 2013. – 16 с.
3. Минцев А. И. Инструкция по работе с прибором ИМВО. – Свердловск, 1999. – 4 стр.
4. Логачев А. А., Захаров В. П. Магниторазведка. 5-изд., перераб. и доп. – Л.: Недра, 1979. – 351 с.
5. Современное аппаратное обеспечение и геофизические технологии исследования рудных и гидрогеологических скважин / кол. авторов В. Т. Перельгин, К. А. Машкин и др. – Октябрьский: ВНИИГИС, 2014. – 58 с.

УДК 550.380

Магнитное моделирование и геомагнитное строение океанической коры

А.М. Городницкий, А.Н. Иваненко, Н.А. Шишкина

gorodnit@yandex.ru

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

Abstract: Based on the data of magnetic surveys in various regions of the World Ocean, using the technique for solving the inverse problem developed in the laboratory of geophysical fields of the IORAN, a series of geomagnetic and density sections of the oceanic crust was constructed for various morphotectonic structures in the Atlantic, Indian and Pacific oceans. A comprehensive interpretation of the modeling results with the data of petromagnetic analysis of rock samples taken during dredging and seismic data made it possible to propose a new two-tier petromagnetic model of the oceanic crust. In accordance with it, the lower magnetic stage is composed of serpentinites formed during the hydration of ultramafic rocks of the upper mantle. They have high magnetization, reduced density, wave velocities and viscosity. This leads to the formation of nappe-thrust crustal structures in compression zones (Central Indian Ocean Basin, Osborne Ridge), and subvertical reverse fault epeirogenic crustal structures in extension zones (MAR and transform faults). the base for which is a low-viscosity serpentinite layer.

С целью изучения геомагнитного строения океанической коры, на базе комплексной интерпретации материалов геомагнитных съёмки, петромагнитного анализа образцов пород, отобранных при драгировании, и компьютерного магнитного и плотностного моделирования на основе оригинальной методики решения обратной задачи магнитометрии, разработанной в лаборатории геофизических полей ИОРАН, построена серия геомагнитных и плотностных разрезов и моделей 2D и 3D океанической коры для различных морфотектонических структур в Атлантике (Срединно-Атлантический хребет и трансформные разломы), Индийском океане (Центральная Индийская котловина и Восточно-Индийский хребет) и Тихом океане.

Для решения обратной задачи оценки распределения эффективной намагниченности в земной коре по аномальному магнитному полю, измеренному на поверхности, была использована методика, в которой развиваются предложенные нами ранее подходы [1]. Она позволяет находить устойчивые контрастные решения с привлечением доступной априорной информации в рамках двумерного подхода и включает в себя итерационный процесс, при котором чередуются вычисления по выбранным алгоритмам и принятие решений относительно применения той или иной технологии обработки и шагов инверсии. Основа метода – исходные данные формализовано закладываются в геометрическую модель среды, которая разбивается на множество элементарных тел, и находится регуляризованное решение – распределение избыточной плотности или эффективной намагниченности. Далее запускается итерационный процесс, основанный на идее адаптивной перепараметризации. Из множества решений, выбирается то, которое удовлетворяет критерию большей компактности и/или четкости границ выделяемых областей с постоянными физическими свойствами. В качестве примера приведено магнитное и плотностное моделирование в Восточно-Индийской котловине на подводном хребте Осборн [2].

Для каждого из расчётных профилей проводился спектральный статистический анализ гравитационных и магнитных аномалий (рис. 1 и 2) по всему профилю, с целью выделить разноглубинные ансамбли источников и оценить их параметры – среднюю глубину до верхней кромки и среднюю глубину до центра (магнитных – для АМП) масс, а значит – и среднюю глубину до нижней кромки.

Это позволяет: во-первых, правильно задать диапазоны поиска положения отдельных источников при детальной интерпретации уже локальных аномалий, что улучшает устойчивость и сходимости алгоритмов и во-вторых, разделять с помощью соответствующей фильтрации разноглубинные ансамбли источников, что существенно улучшает качество

интерпретации в целом и по каждому ансамблю в отдельности. Оценки средних глубин до верхних кромок и центров масс ведутся через подбор для квазилинейных участков на графике логарифма спектра исходных данных регрессионной модели, соответствующей теоретическим спектрам для ансамблей элементарных источников. Для гравитационных аномалий это спектры от ансамблей вертикальных уступов и монополей для верхней кромки и центра масс соответственно. Для магнитных аномалий – спектры от ансамблей монополей и диполей соответственно.

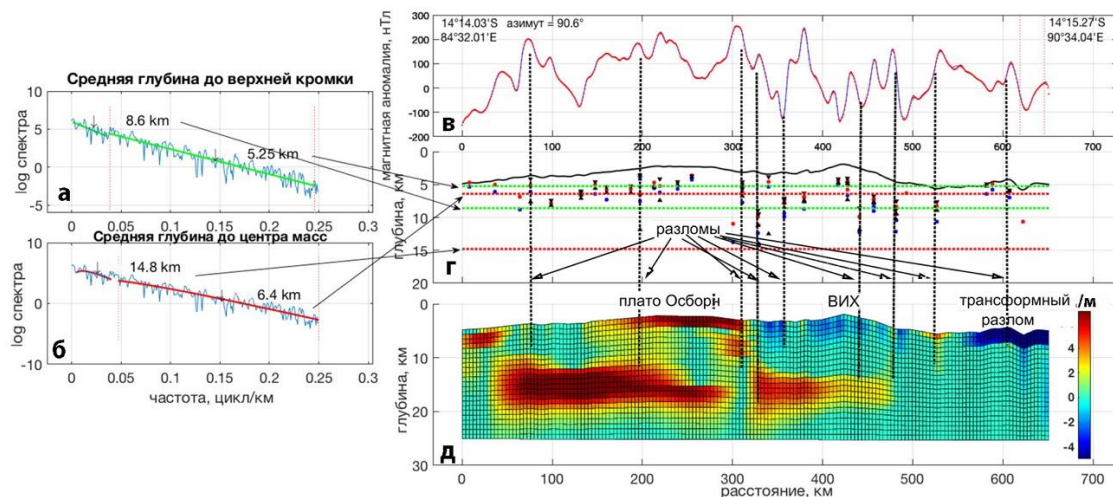


Рис. 1. Пример интерпретации магнитных аномалий (хребет Осборн, профиль 1): а, б – спектр магнитных аномалий; выделены два ансамбля источников – приповерхностный и глубинный (средние глубины: зеленые, верхние кромки и красные, центры магнитных масс); в – исходное и подобранное (модельное) поля, ΔT_a в нТл; синяя линия – исходная аномалия, красная – подобранная; г – на фоне рельефа (жирная черная линия) – положение особых точек локализованных элементарных источников; красные кружки – монополю (верхняя кромка), синие – диполи (центры масс), черные треугольники острием вниз (верхняя кромка), а вверх (нижняя кромка) – положение подобранных элементарных источников в виде контактов; д – магнитная (А/м) 2D модель среды; вертикальные штриховые линии, проходящие через в, г и д – предполагаемые разломы.

Для локализации источников аномалий и определения их мощности с помощью нелинейной инверсии локальных аномалий модуля аналитического сигнала, профиль автоматически разбивается на непересекающиеся участки с одним локальным максимумом модуля аналитического сигнала. Для каждого участка с помощью нелинейной оптимизации подбирается параметрическая модель для выбранного типа или набора типов источников аномалий (уступ, монополю, диполь, контакт, магнитный стержень). Источник считается найденным при попадании параметров модели в заданные интервалы поиска и надлежащем качестве подбора модели. Ведется осреднение по профилю, когда интервал поиска последовательно сдвигается относительно центра локальной аномалии модуля аналитического сигнала. Это способствует идентификации разломов при интерпретации профилей. Аналогичная методика была применена для расчёта плотностных моделей по профилям для аномалий Буге (рис. 2).

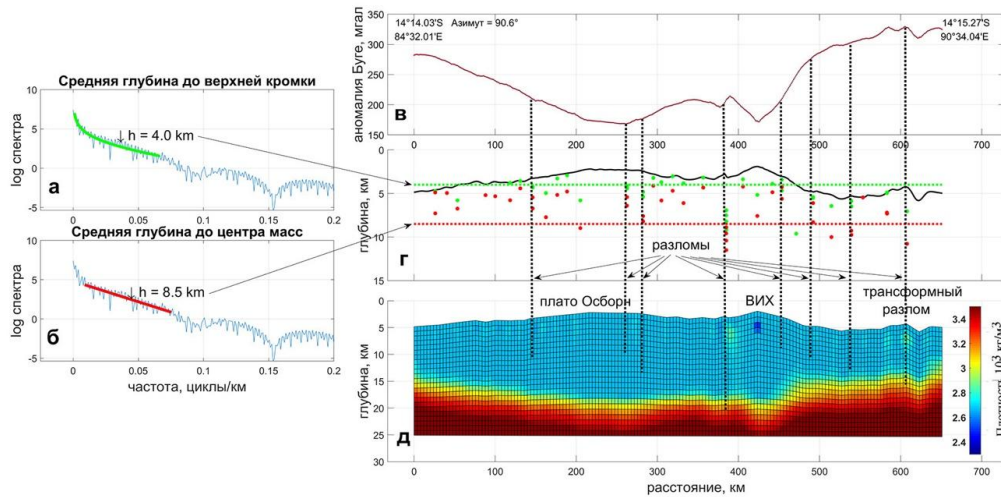


Рис. 2. Пример интерпретации аномалий Буге (профиль 1): а – синяя линия – спектр аномалии, зеленая линия – модельный спектр от ансамбля контактов на глубине 4.1 км, верхняя кромка для гравитационных аномалий; б – синяя линия – спектр аномалии, красная линия – модельный спектр от ансамбля монополей на глубине 9.2 км, центр масс для гравитационных аномалий; в – исходное (синяя линия) и подобранное (красная линия) поля, мГал; г – рельеф дна жирная черная линия и положение особых точек, выделенных по аналитическому сигналу: зеленые кружки – контакты (верхняя кромка), красные кружки – монополи (центры масс); д – плотностная ($\times 10^3$ кг/м³) 2D модель среды, создающая наблюдаемые на профиле аномалии. Вертикальные штриховые линии, проходящие через в, г и д – предполагаемые разломы.

Комплексная интерпретация геолого-геофизических материалов и результатов магнитного моделирования, а также данные петромагнитного изучения образцов из различных слоёв океанической коры, отобранных в результате драгирования и глубоководного бурения, [3] наглядно свидетельствуют, что наряду с базальтовым сейсмическим слоем 2А, существенный вклад в магнитные аномалии океанической коры вносит её нижний серпентинитовый слой, формирующийся при гидратации гипербазитов верхней мантии океанской водой (рис. 3).

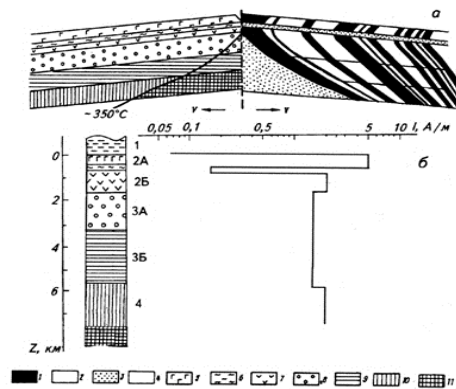


Рис. 3. Петромагнитная модель океанической литосферы в зоне рифта: а – магнитоактивный слой; б – обобщенный петромагнитный разрез; блоки: 1 – прямомагнитные, 2 – обратномагнитные, 3 – слабомагнитные и немагнитные; 4 – осадочные породы, 5 – базальты, 6 – переходная зона, 7 – дайковый комплекс, 8 – изотропное габбро, 9 – кумулятивное габбро и расслоенный комплекс, 10 – серпентинизированные перидотиты, 11 – перидотиты мантии.

Петромагнитные исследования океанических серпентинитов и магнитное моделирование по материалам магнитных съёмок в различных районах Мирового океана,

также указывают, на двухъярусную геомагнитную структуру океанической коры, где слой 2А является верхним, а слой 4, серпентинитовый, нижним. Глубина его нижней магнитной кромки соответствует поверхности Мохо (рис. 3).

Выделяются три основных типа гидратации гипербазитов верхней мантии океанской водой с их последующей серпентинизацией [4]. К первому типу относится фронтальная гидратация, билатеральная по отношению к осевым зонам срединных хребтов на их флангах по системе микротрещин, которая образует в низах коры серпентинитовый слой мощностью около 2 км который наращивается снизу к слою габбро. наращивается снизу слой серпентинитов мощностью примерно 2 км. Он полностью непроницаем для воды, и поэтому его мощность далее не увеличивается [5]. При этом резко понижается плотность пластичного серпентинитового слоя (от 3.3 до 2.6 г/см³) и скорость прохождения сейсмических волн (6.2–6.8 км/с), что имеет важные тектонические следствия. В океанических зонах сжатия наблюдается образование асейсмичных поднятий и внутриплитовых дислокаций в результате формирования покровно-надвиговых структур по механизму двухъярусной тектоники. К ним относятся поводный хребет Горриндж в Азоро-Гибралтарской тектонической зоне, и ряд асейсмичных поднятий в Центральной котловине Индийского океана [2, 3] (рис. 1, 2). Существование в низах коры магнитного моделирования и сеймики практически во всех глубоководных котловинах и на асейсмичных поднятиях, которые показывают, что подошва магнитоактивного слоя в сфере в первом приближении соответствует глубине Мохо. Второй тип связан с проникновением океанской воды в зонах растяжения по крупным сквозьквозькоровым трещинам (рифтовые долины, трансформные разломы) в верхнюю мантию, где серпентинизация лимитируется только глубиной изотермы Хесса и Кюри (до 30 км). В этом случае в бортах разломов формируются субвертикальные протрузии и силлы. Пониженная плотность серпентинитов стимулирует субвертикальный подъем вышележащих блоков коры в бортах рифтовой долины и зон трансформных разломов. К ним относятся трансформные разломы Кейн, 15°20' и Атлантис в Атлантическом океане, Хизена и Мендосино в Тихом океане. Под ними обнаруживаются разуплотненные серпентинитовые магнитные корни до глубин 12–15 км (рис. 4).

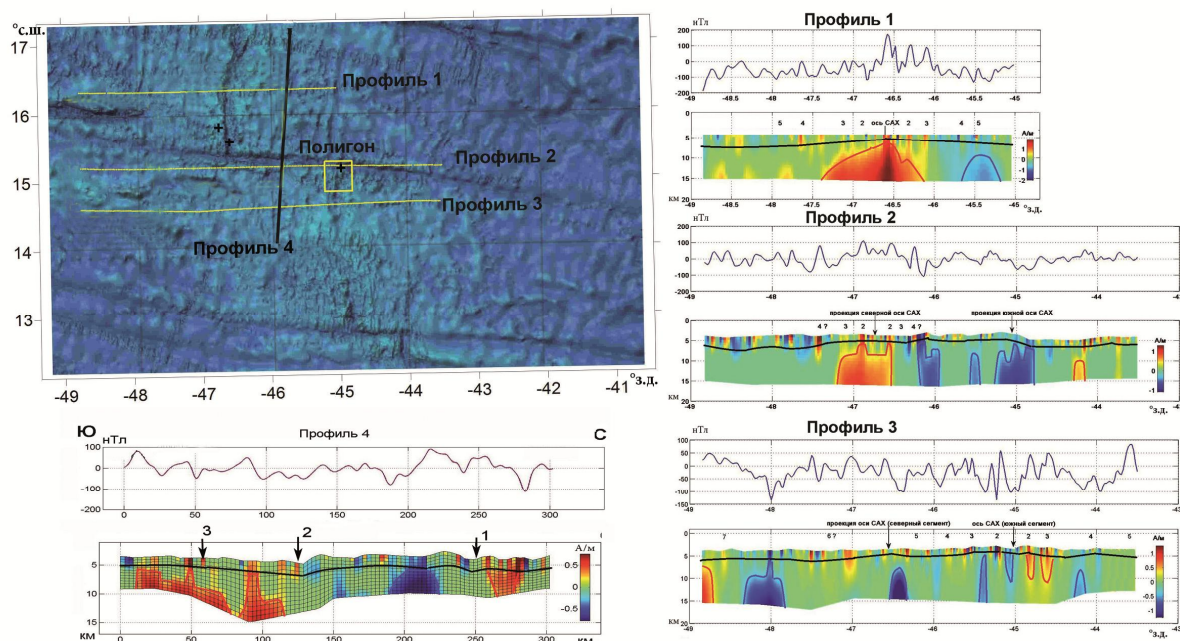


Рис. 4. Положение расчетных профилей и полигона в районе пересечения Срединно-Атлантического хребта и трансформного разлома 15°20' (верхний); геомагнитные разрезы разлома по результатам моделирования (слева) – по широтным профилям 1, 2, 3; (нижний) – по профилю 4 в крест простираения разлома.

Формирование крупных разуплотненных серпентинитовых массивов в бортах рифтовой долины в ряде случаев приводит к асимметрии ее бортов при изостатической компенсации [6]. Так детальные исследования в районе TAG (Trans-Atlantic Geotravers) установили, что восточный борт рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта примерно на 900 м выше западного и значительно больше расчленен. В восточном борту рифта обнажаются глубинные слои океанической коры, поднятые примерно на 1 км по отношению к западному борту в результате подъема корового блока. Мощность базальтового слоя здесь не превышает 600 м. Интенсивная аномалия магнитного поля, зафиксированная над восточным бортом, очевидно, вызвана серпентинитовой протрузией, выявленной при подводных наблюдениях [7]. Намагниченность образцов, отобранных из обнажения серпентинитов, составляет от 4 до 12 А/м. По-видимому, подъем восточного борта по отношению к западному связан с серпентинитовой протрузией.

Полученные данные магнитного моделирования и петромагнитного изучения пород [8] подтверждают обобщенную петромагнитную модель океанической коры (рис. 3), которая включает в разряд магнитных нижние слои океанической коры 3в и 4 [3].

Заключение

1. Океаническая кора имеет двухъярусное петромагнитное строение. Подошва её нижнего магнитного слоя в первом приближении соответствует поверхности Мохоровичича. 2. Серпентинитовые образования могут вносить существенный вклад в аномальное магнитное поле океанических областей. 3. Пониженная вязкость и пластичность серпентинитового слоя в низах коры приводит к формированию в зонах сжатия покровно-надвиговых асейсмичных поднятий. 4. Формирование крупных серпентинитовых протрузий при гидратации верхней мантии по крупным сквозькоровым трещинам, где подошва магнитных тел ограничивается глубиной изотермы Хесса и Кюри, приводит к изостатическому подъёму блоков коры в бортах рифтовых долин и трансформных разломов. Работа выполнена по теме Госзадания № FMWE-2021-0005

Список литературы

1. Иваненко А.Н., Валяшко Г.М. Адаптивная перепараметризация при восстановлении намагниченности в магнитоактивном слое с заданной геометрией. *Физика Земли*, 1994, №12, стр. 70–77
2. Городницкий А.М., Иваненко А.Н., Левченко О.В., Веклич И.А., Шишкина Н.А. Глубинное строение плато Осборн (Индийский океан) по данным геомагнитного и плотностного моделирования. *Океанологические исследования*, 2020, т. 48, № 2, стр. 69–90.
3. Городницкий и др. *Природа магнитных аномалий и строение океанической коры*. М.: Изд-во ВНИРО. 1996. 283 с.
4. Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Попов К.В., Шишкина Н.А., Веклич И.А. Гидратация океанической литосферы и магнитное поле океана. *Геофизические исследования*. 2017, Т. 18, № 4, стр. 32–49.
5. Николаевский В.Н. Граница Мохоровича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород. *Докл. АН СССР*. 1979. 249. № 4. стр. 817–821.
6. Зоненшайн Л.П., Кузмин М.И., Лисицын А.П. и др. Тектоника рифтовой долины САХ между 26 и 24°с.ш., свидетельства вертикальных перемещений // *Геотектоника*. 1989. № 4. стр. 99–112.
7. Валяшко Г.М., Городницкий А.М., Лукьянов С.В., Попов Э.А. Зоны срединных хребтов и глубокоководных океанических котловин. *Петромагнитная модель литосферы*. Киев: Наукова думка. 1994, стр. 55–82.
8. Попов К.В., Городницкий А.М., Шишкина Н.А. Магнитные характеристики метаморфизованных ультрабазитов океанической литосферы и офиолитовых комплексов. *Океанологические исследования*, 2019, т. 47, № 4, стр. 106–127.

УДК 550.837

Определение различий установок электротомографии для инженерных изысканий

В.Ю. Горшков

vitalaa@yandex.ru

Институт геофизики УрО РАН им. Ю.П. Булашевича, Екатеринбург, Россия

Abstract. The article describes the results of interpretation of the data obtained by electrotomography measurements on the same profile by two types of arrays – Wenner and Schlumberger, it shows the differences in the results of interpretation, gives advice on improving the detail and accuracy of field work and inverting of obtained data.

Аннотация. В статье описаны результаты интерпретации данных, полученных измерениями методом электротомографии на одном профиле двумя типами установок – Веннера и Шлюмберже, показаны различия в результатах интерпретации, даны советы по улучшению детальности и точности полевых работ и обработки полученных данных.

Введение. Электроразведка – один из весьма эффективных методов для инженерных изысканий. Она позволяет по разностям сопротивлений различать грунты с высоким и низким содержанием влаги, рыхлые и прочные породы. С развитием теории и вычислительных возможностей компьютеров появились различные методы и программы интерпретации проведённых измерений, что позволяет проводить не одномерную интерпретацию, а двумерную, гораздо надёжнее обнаруживая неоднородности в среде. С развитием аппаратуры появилась методика электротомографии, существенно упрощающая работу оператора [1]. Для исследований этой методикой достаточно расставить электроды, подключить их к электроразведочным косам и на аппаратуре задать алгоритм измерения сопротивления. Целью этой работы было сравнить два алгоритма измерения сопротивлений на одном объекте при наличии высоко- и низкоомных аномалий в среде.

Описание объекта. Исследования производились на территории Церкви Иоанна Предтечи в г. Катав-Ивановск Челябинской области. В дореволюционные времена к востоку от Церкви находилась другая постройка, к которой мог проходить подземный туннель, после Гражданской Войны не осталось никаких письменных свидетельств о подземных коммуникациях между зданиями, относящимися к церковному приходу. Также к востоку от Церкви были расположены могилы священнослужителей и жителей города, которые заслужили право на такую почесть. Батюшка этой Церкви просил обнаружить подземный ход, который мог здесь располагаться. Профиль исследований был расположен перпендикулярно предполагаемому направлению простирания подземного хода (Рис. 1). Благодаря наличию высоко- и низкоомных грунтов данный профиль оказался отличным полигоном для проведения сравнительных измерений.

Аппаратура и методика. Электроразведочные работы методом электротомографии (ЭТ) осуществлялись с использованием многоэлектродной электроразведочной аппаратуры Скала-48 (ООО «КБ Электрометрии», г. Новосибирск). В состав комплекта Скала-48 входят две электроразведочные косы каждая по 24 контакта с шагом 5 метров, 50 электродов и 50 соединителей к ним [2]. Схема наблюдений для ЭТ представляет собой набор измерительных установок заданного типа, построенных на множестве фиксированных электродов. Эти наборы аналогичны установкам для классических кондуктивных методов электроразведки, в память прибора уже заложены некоторые установки: Веннера (в вариантах альфа, бета и гамма), Шлюмберже, осевая дипольная установка, трёхэлектродные «поль-диполь» прямая и обратная, двухэлектродная «поль-поль». Из предложенных установок с панели управления прибора можно непосредственно перед началом измерений выбрать установку, задать расстояние между соседними электродами, отключить некоторые электроды, если на них плохой контакт с землёй.



Рис. 1. Расположение профиля электротомографии на территории Церкви.

Размеры исследуемого участка давали возможность сделать профиль не более 110 метров, поэтому было решено сделать расстояние между электродами 2 метра, что позволило повысить детальность исследований и обнаруживать аномалии размером около метра. При этом длина профиля составила 94 метра, основная часть профиля располагалась в наиболее интересной части участка. Также уменьшение расстояния между электродами привело к уменьшению глубинности исследования до 12 метров, но для данной задачи эта величина была достаточной.

В качестве основных типов установки были выбраны симметричные схемы наблюдений Веннера и Шлюмберже, так как при измерениях симметричными установками на приёмных электродах получается достаточно уверенно измерять разность потенциалов, а для измерений установками даже трёхэлектродными не хватало расстояния для вытягивания провода «бесконечности». После расстановки и подключения электродов производилась автоматическая проверка качества заземления и запускалась программа измерений по заданным шаблонам. Аппаратура измеряет подаваемый ток на питающих электродах и получаемую разность потенциалов на приёмных электродах. По этим значениям вычисляется кажущееся сопротивление грунта в соответствии с геометрией электродов установки. Все полученные данные сохраняются во внутренней памяти устройства.

В ходе первичной обработки с помощью программного обеспечения RiPPP, входящего в комплект аппаратуры Скала-48, были удалены значения, полученные при участии электрода №39, потому что он был забит в щебень, и из-за этого его заземление было недостаточно качественным. В файле данных по установке Веннера получилось 314 значений сопротивлений, а в файле данных по установке Шлюмберже - 796. После первичной обработки данные по профилю экспортировались в формат программы двумерной (2D) инверсии RES2DINV (Geotomo Software, Малайзия) [3]. Количественная интерпретация полевых данных производилась методом наименьших квадратов с квази-Ньютоновской оптимизацией [4, 5]. Для улучшения детальности инверсии программа RES2DINV была настроена по предложениям, изложенным [6], например, выбраны режимы

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

«Finest mesh» и «Use model cells with widths of half the unit spacing», толщина всех слоёв модели равнялась 0,5 метра.

Результаты представлены в виде геоэлектрических разрезов удельных электрических сопротивлений (УЭС). Основные результаты интерпретации данных, полученных при использовании разных установок, очень похожи (Рис. 2).

На участке 40-42 метра на глубине 1,5-3 метра присутствует высокоомный объект с сопротивлениями выше 200 Ом•м (жёлтый цвет), возможно, это подземный ход. Подземные ходы, которые не были завалены грунтом, на разрезах сопротивлений должны выделяться как высокоомные объекты, потому что через них не проходит ток. Если же ход был завален, то аномалия электросопротивлений может как отсутствовать (если ход заполнен таким же грунтом, что и окружающий), так и быть низкоомной (если в ход попали глинистые породы с сильным обводнением, например). Подозрительно, что прямая линия от церкви, проходящая через этот объект, ведёт к ДК Цементников, а не к перекрёстку, за которым стояло старое церковное здание. Возможно, дальше ход изменял направление, возможно, он туда и шёл, возможно, это и не ход вовсе – для выяснения подробностей нужны дополнительные исследования, например, электроразведка по профилям, параллельным данному, для изучения расположения этой аномалии в пространстве, либо использование других геофизических методов (сейсморазведка, георадар), либо прямые методы исследований – бурение или откапывание.

На глубине от 2 до 5 метров проявляются низкоомные зоны (бирюзовый цвет) с центрами в точках 48, 58, 68 метров по профилю – скорее всего, это могилы. После захоронения создаётся зона разуплотнения грунта, что способствует проникновению влаги и увлажнению грунта. В процессе гниения увеличивается разуплотнение грунта, развиваются и процессы увлажнения грунта, увлажнение проникает и в нижележащие слои. Всё это приводит к понижению электросопротивлений грунта.

Низкоомные области в самом начале (5-35 метров) профиля могут быть как слоем плодородной земли, так и древними могилами. Области с сопротивлениями ниже 15 Ом•м (насыщенный синий цвет) – скорее всего, сильно обводнённые грунты, возможно, даже водоносные слои.

Однако в этих двух геоэлектрических разрезах присутствуют и различия. Так, например, невязка на установке Веннера составила 3,26%, а на установке Шлюмберже – 2,41%, то есть модель распределения сопротивлений грунта, построенная на данных, полученных установкой Шлюмберже, оказалась ближе к измеренным данным, чем такая же модель, полученная с установкой Веннера.

На геоэлектрических разрезах на основании установки Шлюмберже и высокоомная аномалия и низкоомные аномалии имеют более чёткие границы, некоторые аномалии отделяются друг от друга, повышается контраст аномалий с фоновыми значениями УЭС.

Заключение. По результатам инверсии данных электротомографии двумя различными типами установок на одном профиле показано, что установка Шлюмберже даёт более точные результаты, чем установка Веннера. Для увеличения детальности инженерных малоуглубинных изысканий следует уменьшить расстояние между электродами. Для улучшения результатов инверсии в настройках программы RES2DINV нужно уменьшить расстояние между узлами расчётов как по вертикали, так и по горизонтали.

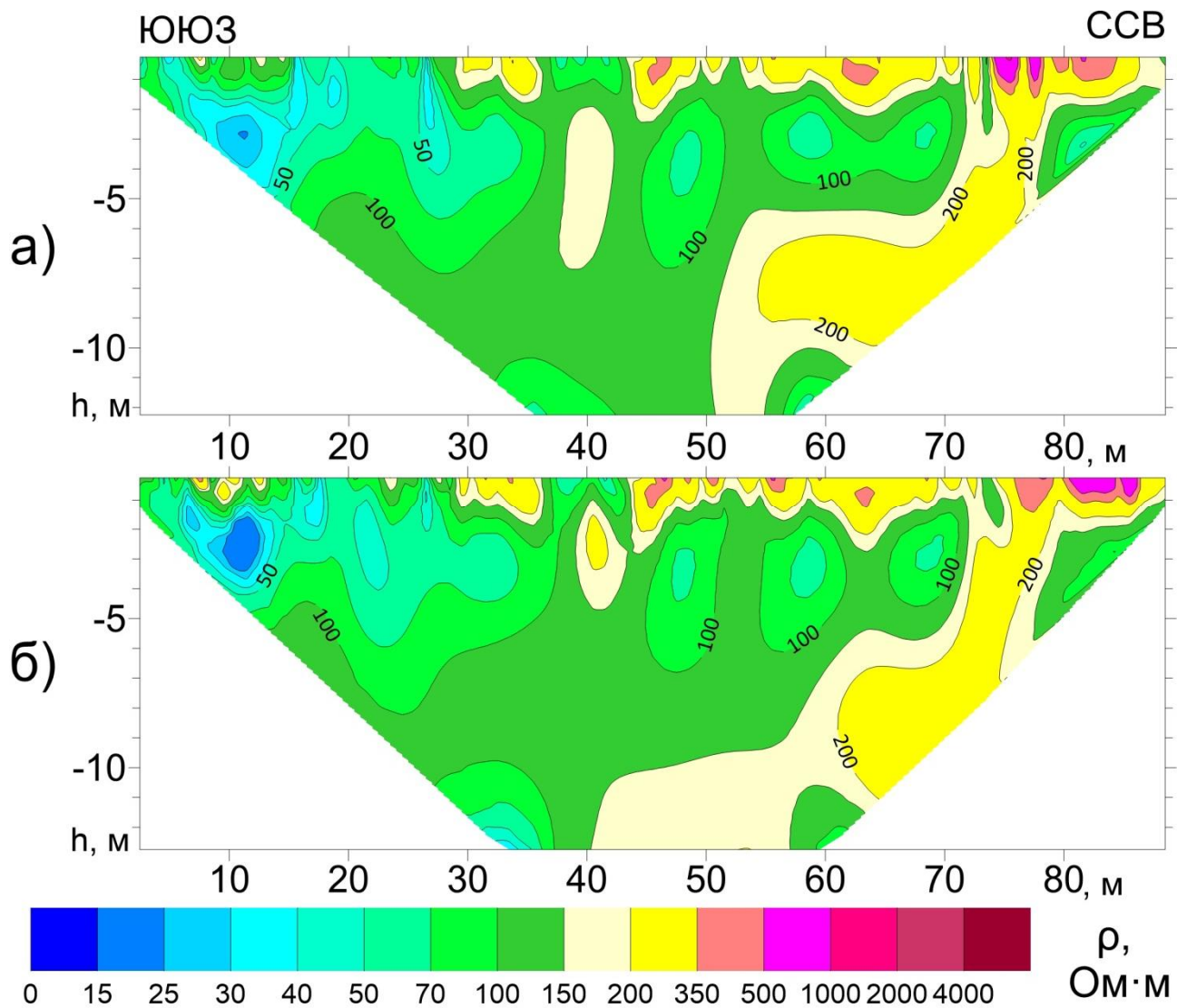


Рис. 2. Геоэлектрические разрезы по результатам интерпретации измерений установками а) Веннера, б) Шлюмберже.

Список литературы

1. Бобачев А.А., Горбунов А.А., Модин И.Н., Шевнин В.А., 2006, Электротомография методом сопротивлений и вызванной поляризации // Приборы и системы разведочной геофизики № 02, с. 14–17.
2. Аппаратура электроразведочная многоэлектродная Скала-48. Техническое описание и инструкция по эксплуатации. Новосибирск, 2013. 50 с.
3. Loke M.H. RES2DINV. Rapid 2D Resistivity & IP inversion using the least-squares method. – Penang, Malaysia: Geotomo Software. Manual. 2020. 136 p.
4. Loke M.H., Barker R.D. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method // Geophysical Prospecting. 1996. Vol. 44, pp. 131-152.
5. Loke M.H., Rucker D.F., Chambers J.E., Wilkinson P.B., Kuras O. Electrical resistivity surveys and data interpretation // Encyclopedia of solid earth geophysics. – Cham: Springer International Publishing, 2020. P. 1-6. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10475-7_46-1
6. Бобачев А.А. Краткая инструкция по работе с программой Res2dinv и x2ipi 2018. https://geodevice.ru/upload/iblock/271/Res2dinv_x2ipi_instructions_ru.pdf?ysclid=latd9gkd52721496813

УДК 550.837, 627.824

Оценка состояния грунтовой плотины комплексом геофизических методов

В.Ю. Горшков, В.А. Давыдов, О.И. Федорова

vitalaa@yandex.ru, davyde@yandex.ru, fougeo@mail.ru

Институт геофизики УрО РАН им. Ю.П. Булашевича, Екатеринбург, Россия

Abstract. The article describes the results of a study of the state of the Elchovka soil dam by complex of geophysical methods. Anomalies of electrical conductivity and frequency dispersion are associated with anomalies of the self-potential, which indicates increased filtration in those areas. The use of electromagnetic soundings, frequency dispersion and SP methods provides more reliable information about the state of the dam and zones with concentrated filtration.

Аннотация. Статья описывает результаты исследования состояния Ельчёвской грунтовой плотины комплексом геофизических методов. На исследуемой плотине аномалии электропроводности и частотной дисперсии приурочены к аномалиям естественного поля, что указывает на повышенную фильтрацию. Применение электромагнитных зондирований, методов частотной дисперсии и ЕП дает более достоверную информацию о состоянии плотины и зонах сосредоточенной фильтрации.

Введение. Изучение состояния грунтовых гидротехнических сооружений (ГТС), в первую очередь плотин и дамб, ограждающих водоемы с запасами пресной воды или с жидкими отходами производства, является актуальной инженерно-технической, а также геоэкологической задачей. С течением времени прочностные свойства грунта, слагающего ГТС, ослабевают и в теле сооружения появляются дефекты, приводящие к его разрушению. Основной целью работы стало выяснение связи аномалий электропроводности, естественной и вызванной поляризации с потенциально опасными участками грунтовой плотины Ельчёвского пруда-отстойника.

Объект исследований. Плотина пруда на р. Ельчёвка в Свердловской области расположена в 9 км к северу от г. Дегтярска и построена в 1954 году. В процессе инженерно-геологических изысканий в районе возведения дамбы было проведено бурение линии скважин глубиной 20–30 м, с интервалом в 50 метров. Поэтому геологическое строение разреза известно достаточно подробно. Насыпная часть сложена преимущественно суглинком с примесью щебня и имеет протяженность более 650 метров. Максимальная высота отсыпки составляет 13 метров, ширина по гребню – более 10 метров. Нерегулируемый водосброс выполнен в виде канала, пробитого в скальных породах к востоку от дамбы.

Ельчёвский пруд является отстойником-накопителем донных отложений, образующихся в результате нейтрализации кислых дренажных вод Дегтярского рудника. Рудник с 1995 года не функционирует, но откачка шахтных вод продолжается и после его закрытия.

Методы исследований.

Методики полевых работ методом вертикальных электрических и дистанционных индукционных зондирований, интерпретации данных и вычисления значений коэффициентов частотной дисперсии описаны в [1].

Методики полевых работ методом дистанционных индукционных зондирований, интерпретации данных и вычисления значений коэффициента частотной дисперсии описаны в [2]

Съемка естественного электрического поля проводилась по методике измерения градиента потенциала. Разнос измерительных электродов и шаг наблюдений составлял 10 метров. Полученные по профилям данные градиента потенциала пересчитаны в распределение потенциала по площади работ.

Измерения полного вектора постоянного магнитного поля Земли T выполнялись протонным магнитометром GSM-19T (GEM Systems, Канада). Съемка проводилась с шагом 5 м по профилям, замкнутых на контрольном пункте (КП), без использования

магнитовариационной станции. По окончании работ в магниторазведочные данные вносились поправки за дрейф магнитного поля при замыкании хода на КП. Аномальное магнитное поле T_a рассчитывалось в соответствии с моделью IGRF-12 (International Geomagnetic Reference Field) на эпоху 2015 года.

Полевые работы проводились по четырем профилям длиной 650 метров: вблизи береговой линии пруда (ПР0), по гребню (ПР1), откосу (ПР2) и основанию (ПР3) дамбы (рис. 4) Электромагнитные зондирования сделаны по гребню плотины (ПР1), съемка естественного электрического поля – по профилям 1–3, магниторазведка выполнена по всем профилям, контрольный пункт располагался на нулевом пикете профиля 1, эта же точка является относительным уровнем нулевого потенциала ЕП.

Результаты работ.

Одним из главных физических показателей состояния грунтовой плотины является удельное электрическое сопротивление насыпного материала, поскольку оно указывает на степень влагонасыщенности грунтов. С дневной поверхности и до 3–5 м вглубь насыпи наблюдаются локальные аномалии электросопротивления 30 Ом·м и менее (ПК5, ПК8, ПК10, ПК12, ПК14), возникающие в результате инфильтрации дождевой воды (Рис. 1а). Центральная часть насыпи (ПК26–ПК44) имеет сопротивление в среднем 50–70 Ом·м, т.е. она менее влагонасыщена и наиболее устойчива. На пикетах 22–23 наблюдается западная аномальная зона, вытянутая с поверхности практически до основания плотины, приуроченная к разлому в коренных породах. Судя по разрезу, вода под основанием насыпи фильтруется по подстилающим аллювиальным отложениям на пикетах ПК10–ПК23. Восточная аномальная зона пониженных значений сопротивлений (менее 50 Ом·м) прослеживается на пикетах 45–58. Аномалия вытянута вглубь разреза до сильно трещиноватых известняков, имеющих субвертикальные контакты с порфиритами. У основания плотины со стороны нижнего бьефа на пикетах ПК50–ПК56 визуализируются интенсивные утечки воды из водоема.

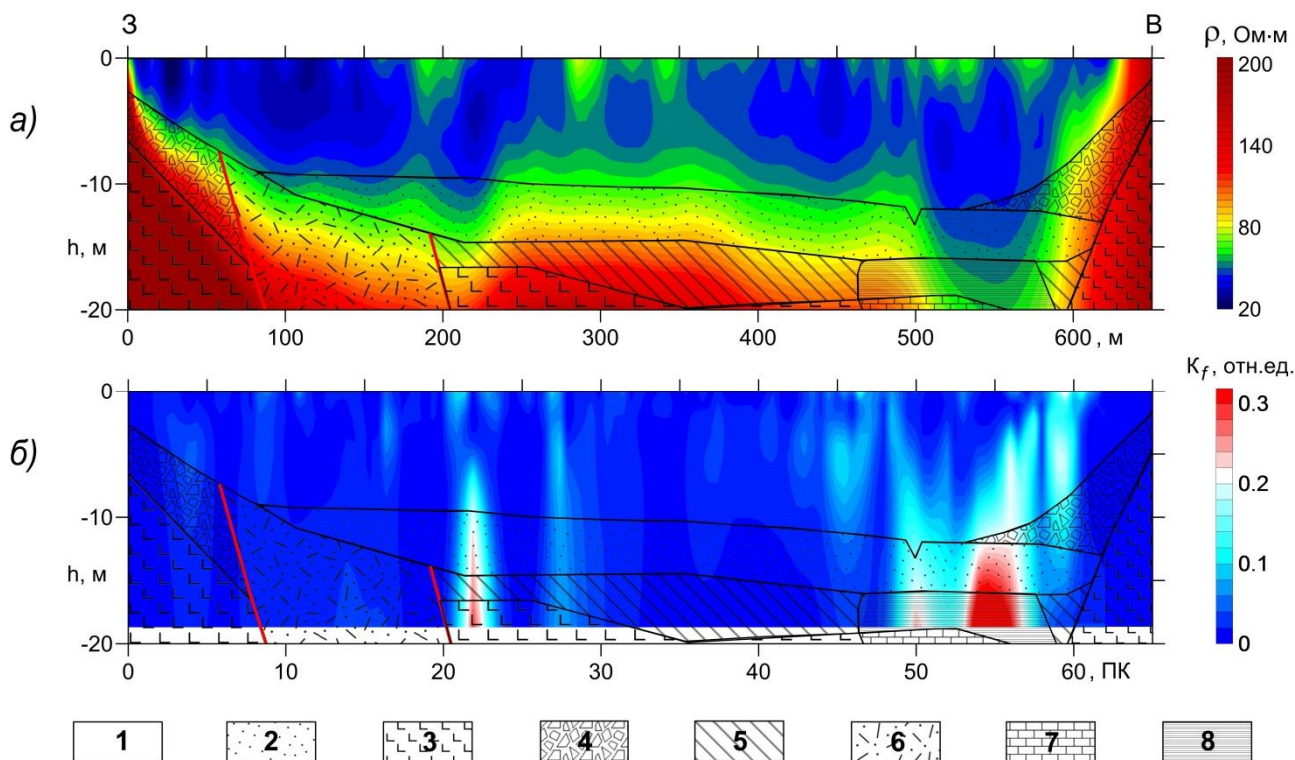


Рис. 1. Результаты 2-D инверсии электрических зондирований по гребню Ельчёвской плотины: а) геоэлектрический разрез; б) коэффициент частотной дисперсии электросопротивления. Условные обозначения: 1) тело плотины; 2) аллювиальные отложения; 3) порфириты; 4) делювиальные образования; 5) элювиальные суглинки; 6) кора выветривания туфов; 7) известняки; 8) глины.

На разрезе коэффициента частотной дисперсии одна аномалия повышенных значений КЧД прослеживается от разлома в коренных породах на пикете ПК22 к основанию плотины (Рис. 1б). Другая аномальная зона на пикетах 50–59 имеет максимальные значения $K_f = 0,26–0,3$ в аллювиальных отложениях и подстилающих глинах. На пикетах 54–56 наблюдаются высокие значения КЧД в теле плотины, на пикете 56 прослеживаются до центра насыпи. Выявленные аномальные зоны КЧД коррелируют с пониженными удельными сопротивлениями. В остальной части плотины отмечаются отдельные аномалии с небольшими значениями КЧД, вытянутые с поверхности, либо локализованные на глубине 3–7 м.

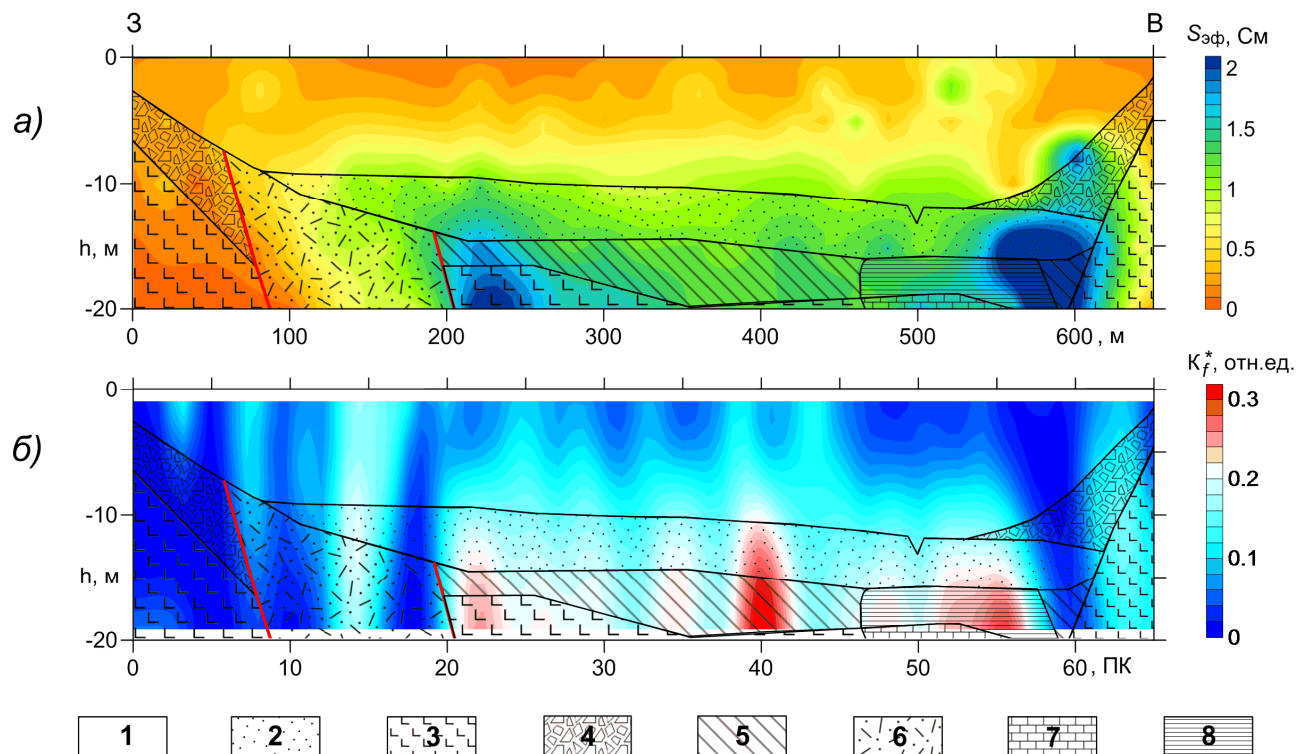


Рис. 2. Результаты дистанционных индукционных зондирований по гребню Ельчёвской плотины: а) разрез эффективной продольной электропроводности; б) коэффициент индукционной частотной дисперсии. Условные обозначения для геологической основы как на рис. 4.

Ранее было отмечено, что индукционные зондирования при обследовании грунтовых плотин [3] по величине электропроводности позволяют судить о составе и влажности грунтового материала. На полученном разрезе эффективной продольной проводимости $S_{эф}$ (рис. 2а) отчетливо видна горизонтальная зональность в теле плотины, и вертикальная – в ее основании. По смене зональности можно довольно уверенно выделить границу коренных и насыпных грунтов.

Минимальными значениями продольной проводимости характеризуются монолитные коренные породы бортов долины, и насыпные грунты верхней части плотины (0–0,5 См). Трещиноватые породы основания центральной части дамбы имеют повышенные величины 1,0–1,5 См, а аномальные значения $S_{эф}$ (2,0–3,0 См) приурочены к тектоническому контакту в районе пикета 22 и к приконтактной зоне известняков (ПК55–ПК61) и находятся на глубине более 15 метров. Это указывает на повышение фильтрационного потока через основание плотины. Поляризационные свойства разреза, по результатам индукционных зондирований, имеют схожие характеристики с частотной дисперсией ВЭЗ. На обоих разрезах КЧД (Рис. 1б, 2б) выделяются две аналогичные аномалии частотной дисперсии, одна из которых находится вблизи контакта порфиринов с туфами (ПК21), вторая – в области залегания известняков (ПК50–ПК60). Имеются и отличия, например общий повышенный уровень K_f^* , по сравнению с K_f , и отдельная аномалия ИКЧД на пикете 40.

Магнитное поле на плотине имеет два ярко выраженных уровня. Большая часть участка (ПК0–ПК55) характеризуется отрицательными значениями ($T_a \approx -500$ нТл) относительно нормального поля. В районе ПК56–ПК58 происходит резкий ступенчатый перепад, после которого аномальное магнитное поле становится положительным, величиной от 500 до 2000 нТл (рис. 3а). Объяснением такого поведения является серпентинитовый меланж Серовско-Маукского пояса, проявившийся в восточном окончании плотины, но не выделяющийся по частотной дисперсии. Следовательно, аномалии вызванной поляризации на исследуемом участке не связаны с магнетитом, который мог содержаться в коренных породах. Возможно, причиной аномалий ВП являются вещества с содержанием металлов, оседающие в грунте при фильтрации воды из пруда.

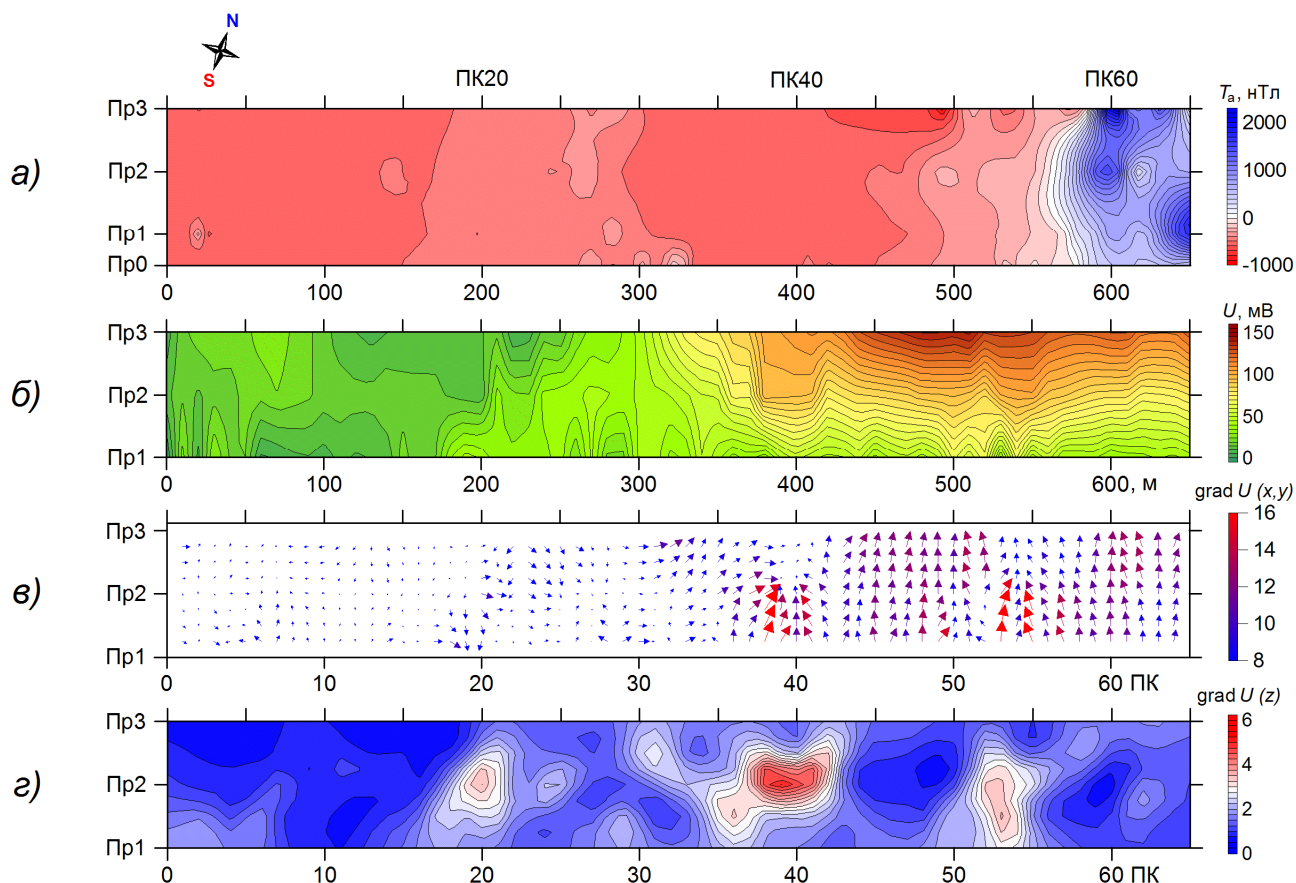


Рис. 3. Карта аномального магнитного поля (а), потенциала естественного электрического поля (б) и градиента потенциала в горизонтальной плоскости (в) и по вертикали (г).

Естественное электрическое поле образуется вследствие ряда причин, связанных с разными физико-химическими явлениями. В нашем случае, основной вклад в ЕП вносит потенциал течения, возникающий при фильтрации воды в порах. При этом электрическое поле зависит от перепада напоров, поэтому наибольших значений оно достигает при большом гидравлическом градиенте [4]. Результаты измерения ЕП указывают на преимущественную фильтрацию грунтовых вод через восточную часть плотины (Рис. 3б), основная часть потока сосредоточена в районе старого русла реки (ПК45–ПК55) и в береговом примыкании (ПК59–ПК61) (Рис. 3в). Кроме того, присутствуют три существенные области вертикальной инфильтрации в районах ПК20, ПК40 и ПК52–ПК55 (Рис. 3г). Предполагаемый характер фильтрационного потока представлен в поперечном разрезе на Рис. 4.

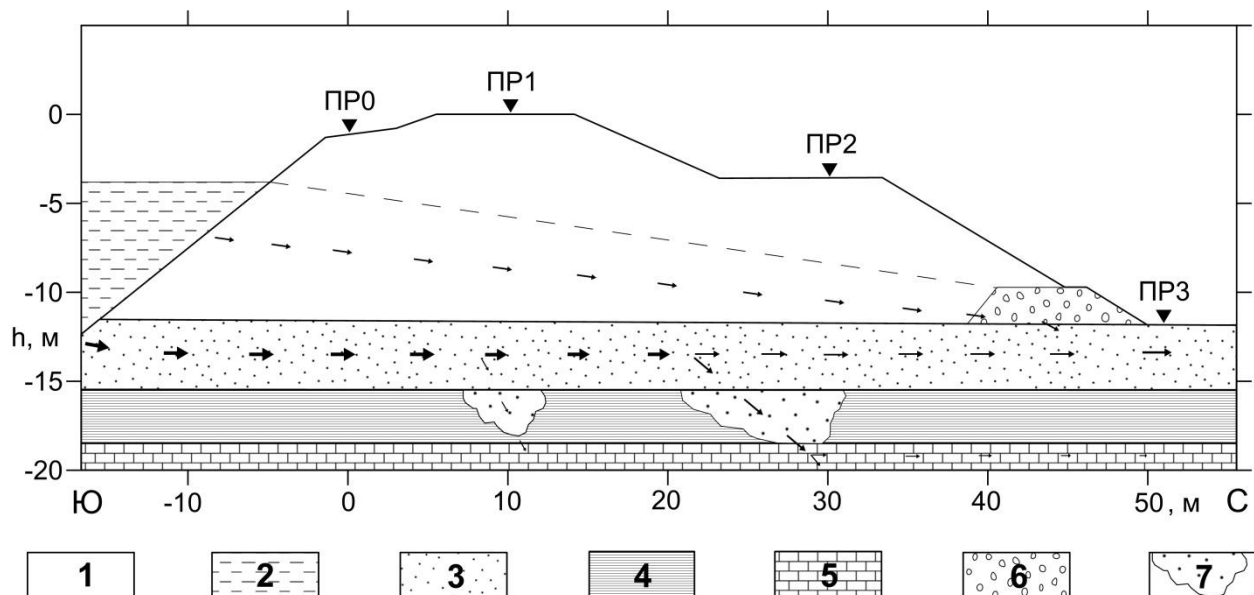


Рис. 4. Поперечный разрез Ельчёвской плотины в районе ПК52-ПК55 с предполагаемым движением фильтрационных потоков. Условные обозначения: 1) тело плотины; 2) пруд; 3) аллювиальные отложения; 4) глины; 5) известняки; 6) дренажная призма; 7) промоина. Пунктирной линией отмечена нормальная фильтрационная кривая.

Заключение. Выполнены исследования по изучению состояния Ельчёвской плотины комплексом электромагнитных зондирований, методами естественной и вызванной поляризации. Результаты работ указывают на тесную связь электрометрических параметров с физическими свойствами и состоянием грунтовой плотины. Наиболее существенные аномалии электросопротивлений, эффективной продольной проводимости, коэффициентов частотной дисперсии и потенциала ЕП приурочены к одним и тем же участкам обследованной плотины. Это позволяет идентифицировать аномальные ослабленные зоны повышенной фильтрации, представляющие потенциальную опасность в плане развития суффозионных процессов.

Таким образом, применение комплекса геофизических методов при изучении состояния грунтовых плотин позволяет наиболее полно и достоверно выявлять изменения физических свойств грунта и осуществлять контроль за потенциально опасными участками.

Список литературы

1. Davydov V.A., Fedorova O.I., Gorshkov V.Y., Baydikov S.V. Assessment of state of earth dam of Elchovka settling pond by combination of electromagnetic soundings and polarization methods // *Studia Geophysica et Geodaetica*. 2021, №65 (2021), pp 206-218 doi.org/10.1007/s11200-020-0114-1
2. Давыдов В.А., Горшков В.Ю. Дистанционные индукционные зондирования плотин с изучением частотных эффектов // *Гидротехническое строительство*. 2022. № 5. с. 41-49. doi.org/10.34831/EP.2022.62.39.008
3. Давыдов В.А., Байдииков С.В., Горшков В.Ю., Маликов А.В. Обследование грунтовых плотин с помощью электрометрических методов геофизики // *Гидротехническое строительство*. 2016. № 2. С. 46-53.
4. Титов К. В., Коносовский П. К. Применение естественного электрического поля при откачках из скважин (обзор) // *Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География*. 2014. №. 4. С. 52-63.

УДК: 550.831.01.

Каскадная инверсия данных гравиразведки и магниторазведки

А.Ю. Давыденко

davydenkoay@gmail.com

Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия

The principles and the possibilities of cascade inversion of gravitational and magnetic data based on cells models of the studied geological environment are considered. The possibility of global minimization of the residual field at a consecutive allocation of local objects, which provides a monotonous reduction of dispersion of the residual field is shown. For the inversion of the field in the local area, the algorithm of robust regression by the method of elastic network with the attraction of prior information on the physical properties of geological objects is used. Results of the inversion of the magnetic field allow defining magnetic susceptibility, and vector of residual magnetization of local objects, and density for the gravitational field.

Реализация современных технологий детальных геофизических съемок приводит к необходимости интерпретации больших объемов данных на значительных территориях, отличающихся, как правило, существенной изменчивостью физических свойств, морфологии и структурных особенностей геологических образований. В таких ситуациях эффективное и корректное применение автоматизированных методов решения обратных задач (инверсии данных) гравиразведки и магниторазведки возможно лишь с включением в алгоритмы формализованных методов учета априорной информации. В рамках нашедшей широкое практическое применение технологии инверсии потенциальных полей на основе сеточных моделей, заполняющих прямоугольными блоками пространство для инверсии поля, преодоление типичных проблем отсутствия единственности и неустойчивости решений обратных задач в большинстве случаев достигается за счет модификаций регуляризирующего функционала А. Н. Тихонова [1, 2]. Включение в этот функционал различных весовых функций, учитывающих степень надежности исходных значений поля, а также положение ячеек сеточной модели относительно области задания поля или известных элементов геологического разреза, позволяет существенно повысить эффективность инверсии [3-5]. Тем не менее, обычный для процесса интерпретации недостаток априорной информации и определенный произвол в выборе вида и параметров весовых функций существенно ограничивают возможности такого подхода, по крайней мере, на начальных стадиях процесса интерпретации данных. Суть каскадной инверсии, заключается в последовательном выделении в сеточной модели физических неоднородностей по локальным аномалиям. С учетом аддитивности гравитационных и магнитных полей процесс каскадной инверсии осуществляется в несколько этапов и реализован с учетом разработанных для этого критериев. Процесс интерпретации включает однотипные стадии, число которых зависит от степени детализации конечной модели инверсии. Обычно это три-четыре стадии с последовательно уменьшающимися линейными размерами моделей. Модели среды представлены регулярными сетками с одинаковыми ячейками в виде прямоугольных блоков. На очередной стадии интерпретации сеточная модель с уменьшенными в два раза линейными размерами вложена в предыдущую (рис. 1). Использование подобных моделей позволяет эффективно подавлять составляющие поля, обусловленные глубокозалегающими и боковыми физическими неоднородностями.

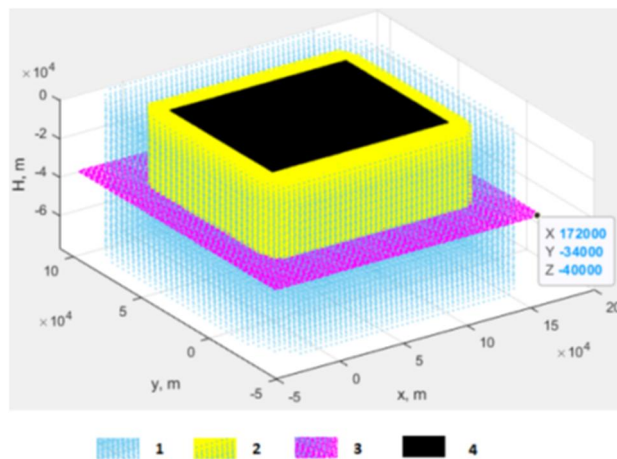


Рисунок 1. Вложенные сеточные модели: 1 – предшествующая модель; 2 – актуальная модель; 3 – нижняя граница актуальной модели; 4 – область задания рельефа и поля.

Выделение гравитационных или магнитных объектов (компактных множеств ячеек) в объеме сеточной модели производится последовательно с несколькими стадиями уточнения их геометрических и физических параметров.

1. Определение фрагмента сеточной модели и локальной области для инверсии поля

Выделение отдельного объекта производится по локальной аномальной области магнитного поля, которая, в свою очередь определяется по показателю аномальности, интегрирующему в скользящем окне информацию об уровне и градиенте поля (рис. 2).

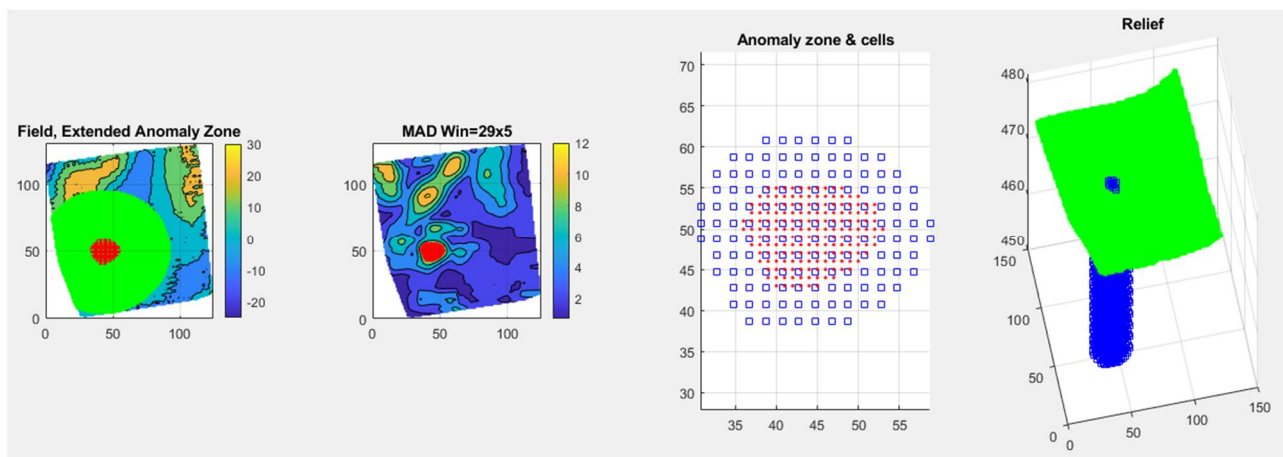


Рисунок 2. Выделение по показателю аномальности (MAD) магнитной аномалии (красные точки) и соответствующего ей цилиндрического фрагмента сеточной модели (синие квадраты), а также локальной области значений поля для инверсии (зеленая на левом фрагменте рисунка).

В плане размер выделенного фрагмента сеточной модели определяется размером аномальной области и заданным числом ячеек, окружающих эту область, а по вертикали соответствующим размером модели. Локальная область задания поля для инверсии определяется параметром, связывающим радиус этой области с горизонтальными и вертикальными размерами фрагмента сеточной модели.

2. Локальная инверсия поля по методу эластичной сети

Для локализации объектов используется фокусирующая инверсия магнитного поля на основе алгоритма робастной регрессии по методу эластичной сети [6, 7, 8]. В основу алгоритма положен поиск решения путем минимизации функционала

$$\min_{\beta_0, \beta} R_{\lambda}(\beta_0, \beta) = \min_{\beta_0, \beta} \left[\frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N (d_i - \beta_0 - F_i^T \beta)^2 + \lambda P_0(\beta) \right], \quad (1)$$

где в регуляризирующей части

$$P_0(\boldsymbol{\beta}) = (1 - \alpha) \frac{1}{2} \|\boldsymbol{\beta}\|_{l_2}^2 + \alpha \|\boldsymbol{\beta}\|_{l_1} = \sum_{j=1}^m \left[\frac{1}{2} (1 - \alpha) \beta_j^2 + \alpha |\beta_j| \right]$$

β_0 – фоновая (постоянная) составляющая поля;

$\boldsymbol{\beta}$ – искомые коэффициенты (плотность, магнитная восприимчивость);

F – матрица базисных функций;

λ – параметр регуляризации; α – определяет вклад метрик L_2 и L_1 в решение ($0 < \alpha \leq 1$).

Проблема различной размерности слагаемых в регуляризаторе $P_0(\boldsymbol{\beta})$ решается путем нормализации матрицы базисных функций и вектора значений поля d с последующей денормализацией найденных значений β_0 и $\boldsymbol{\beta}$.

Эффективность алгоритма регрессии по методу эластичной сети выражается в «обнулении» большого числа ячеек сеточной модели, что реально соответствует предположению о выделении геологических образований резкими границами на фоне вмещающей среды. Параметр регуляризации α определяет особенности найденного решения.

При $\alpha = 0$ – L_2 -решение (регуляризация по А. Н. Тихонову, гребневая регрессия).

При $\alpha = 1$ – L_1 -решение LASSO (*Least Absolute Shrinkage and Selection Operator*).

При $0 < \alpha < 1$ – компромиссное решение по методу эластичной сети [6], позволяющее найти компактное множество ячеек.

При инверсии гравитационного поля значения базисных функций в выражении (1) определяются известной формулой гравитационного эффекта прямоугольной призмы, а для магнитного поля базисные функции рассчитываются по вторым производным гравитационного потенциала. В этом случае магнитный эффект [8]

$$\Delta T = F_{QDI} \boldsymbol{\chi}, \text{ где } F_{QDI} = \frac{T_0 W_{rr} (\vec{b}Q + \vec{a})}{\mu_0}, \quad W_{rr} = [V_{xx} \ V_{xy} \ V_{xz} \ V_{yz} \ V_{zz}]; \quad (2)$$

$$\vec{b} = \begin{bmatrix} a_{0x} a_{rx} - a_{0y} a_{ry} \\ a_{0x} a_{ry} + a_{0y} a_{rx} \\ a_{0x} a_{rz} + a_{0z} a_{rx} \\ a_{0y} a_{rz} + a_{0z} a_{ry} \\ a_{0z} a_{rz} - a_{0y} a_{ry} \end{bmatrix}; \quad \vec{a} = \begin{bmatrix} a_{0x}^2 - a_{0y}^2 \\ 2a_{0x} a_{0y} \\ 2a_{0x} a_{0z} \\ 2a_{0y} a_{0z} \\ a_{0z}^2 - a_{0y}^2 \end{bmatrix}.$$

Размерность F_{QDI} – $n \times m$, размерность блоков W_{rr} также $n \times m$. Здесь n – количество точек задания поля в локальной области; m – количество ячеек фрагмента сеточной модели; \mathbf{a}_0 и \mathbf{a}_r – направляющие косинусы вектора нормального поля T_0 и тестируемого вектора остаточной намагниченности. Формула (2) позволяет не вычислять повторно матрицы вторых производных V_{**} при изменении параметров вектора остаточной намагниченности.

Для определения магнитной восприимчивости, соответствующей значению вектора остаточной намагниченности, применяется процедура векторного сканирования по заданной решетке значений параметров (Q – коэффициент Кёнигсбергера, D_r – склонение, I_r – наклонение). Параметры решетки определяют заданные границы диапазонов и дискретность возможных значений параметров вектора остаточной намагниченности (Q , D_r , I_r).

Учет априорной информации предусмотрен также заданием границ диапазона возможных значений магнитной восприимчивости при инверсии магнитного поля или плотности для гравитационного. На множестве значений Q , D_r , I_r по формуле $\Delta T = F_{QDI} \boldsymbol{\chi}$ с использованием алгоритма **ELNET** находится решение, удовлетворяющее минимуму невязки модельного и исходного полей Q_{min} , D_{rmin} , I_{rmin} и попадающее в заданный диапазон значений магнитной восприимчивости. Аналогичным образом, но с учетом только одного определяемого параметра – плотности, ищется решение при инверсии гравитационного поля.

Необходимым условием принятия решения о выделении локального объекта является уменьшение стандартного отклонения поля, полученного вычитанием из исходного поля аномального эффекта выделенного объекта (рис. 3).

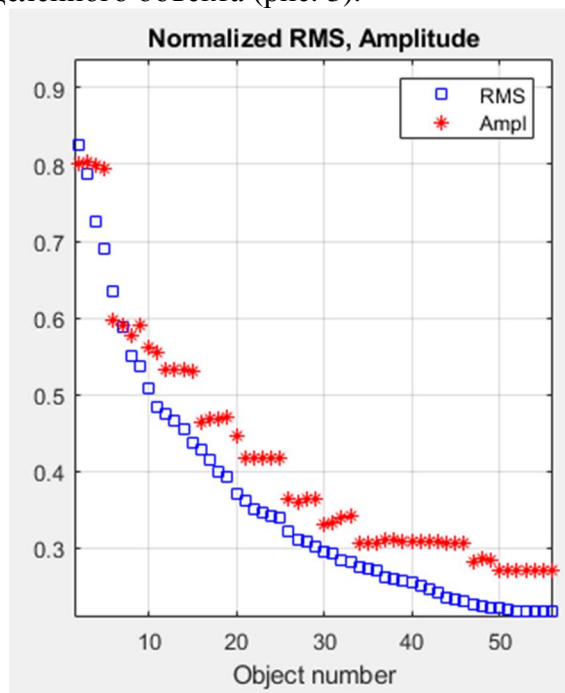


Рисунок 3. Изменение стандартного отклонения (RMS) остаточного поля и его амплитуды (Ampl) при выделении локальных объектов каскадной инверсией гравитационного поля. Значения RMS и Ampl нормализованы по соответствующим значениям исходного поля.

3. Ревизия выделенных локальных объектов

Последовательное выделение локальных объектов для очередной сеточной модели среды не гарантирует эффективности инверсии из-за того, что выделение очередной аномалии и инверсия в локальной области проводится по полю, осложненному эффектами еще не выделенных объектов. Кроме того, параметры и, соответственно, эффекты выделенных ранее объектов в той или иной степени искажены влиянием остальных физико-геологических неоднородностей среды. Поэтому на следующей стадии каскадной инверсии производится ревизия выделенных объектов, суть которой заключается в последовательной инверсии аномалий, полученных вычитанием из очередного остаточного поля суммарных эффектов выделенных ранее объектов, за исключением эффекта объекта, вносящего наибольший вклад в уменьшение дисперсии исходного поля.

Несколько итераций каскадной инверсии с выделением и ревизией выделенных объектов приводит к стабилизации решения и глобальной минимизации невязки исходного и модельного полей. На практике при инверсии гравитационных и магнитных полей на разных участках число итераций изменялось от трех до первых десятков.

4. Результаты каскадной инверсии

Возможности изложенного алгоритма каскадной инверсии тестировались на модельных и практических примерах. Проводилась интерпретация данных наземных, аэросъемок и БПЛА съемок, выполненных для решения задач геологического картирования, изучения глубинного строения (рис. 4), поиска месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых, изучения археологических объектов [9].

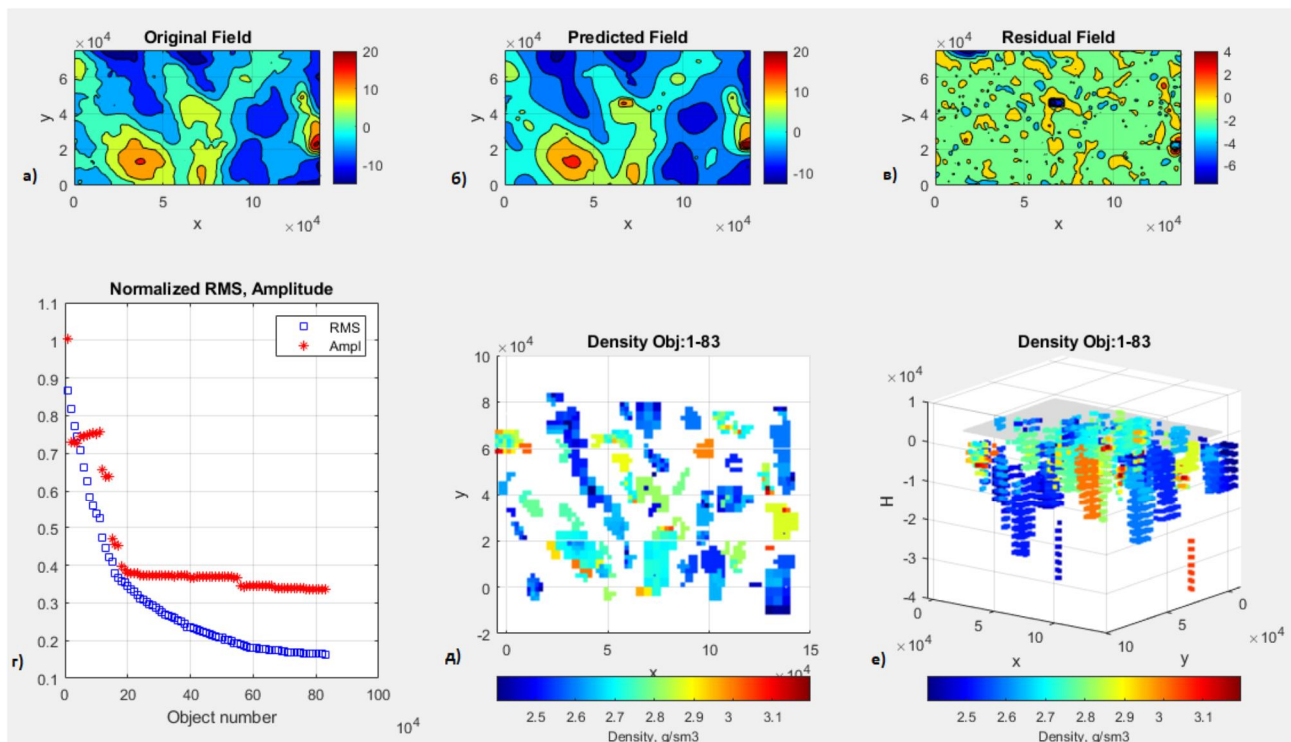


Рисунок 4. Плотностная модель глубинного строения площади северо-восточной части Сибирской платформы по результатам каскадной инверсии гравитационного поля. Размер ячейки сеточной модели $2000 \times 2000 \times 2000$ м: а, б, в - исходное, модельное по результатам инверсии и остаточное поле в мГал; финальный результат изменения стандартного отклонения и амплитуды поля после семи итераций выделения и ревизии выделенных объектов; д – горизонтальная проекция плотностных объектов; е – 3D ракурс модели.

Выводы

Предложена технология каскадной инверсии, позволяющая на основе сеточных моделей оценивать пространственное распределение эффективных параметров магнитных (магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность - коэффициент Кёнигсбергера, склонение, наклонение) и плотностных неоднородностей.

Эффективность инверсии достигается за счет учета априорной информации о физических свойствах пород изучаемой среды, использования способа робастной регрессии на основе эластичной сети и итеративного уточнения параметров выделенных объектов.

Апробация каскадной инверсии выполнена на значительном числе объектов геофизических съемок: наземных, с использованием БПЛА и аэросъемок.

Результаты каскадной инверсии могут быть использованы в качестве референтных моделей других методов решения обратных задач по данным гравиразведочных и магниторазведочных работ, в т.ч. для конкретизации результатов MVI-инверсии, позволяющей определять для сеточных моделей пространственное распределение векторов суммарной намагниченности [10].

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 20-67-47037 «Методологическое и программное обеспечение обработки больших объёмов данных электромагнитных зондирований, гравиразведки и БПЛА-магниторазведки на основе комплексного решения трехмерных обратных задач рудной геофизики».

Список литературы

1. Cuma, M., Wilson, G., and Zhdanov, M.S. Large-scale 3D inversion of potential field data // Geophysical Prospecting, 2012, vol. 60, Issue 6, November, pp 1186-1199.
2. Li, Y. and Oldenburg, D. W. (1998) 3-D inversion of gravity data. Geophysics, vol. 63, No. 1, p. 109–119.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

3. Commer M. Three-dimensional gravity modelling and focusing inversion using rectangular meshes // *Geophysical Prospecting*, 2011, 59 (5), 966–979.
4. Lelièvre P. G., Oldenburg D. W., and Williams N. C. Integrating geological and geophysical data through advanced constrained inversions // *Exploration Geophysics*, 2009, 40(4), pp 334-341.
5. Sun, J. and Li, Y. Adaptive Lp inversion for simultaneous recovery of both blocky and smooth features in geophysical model // *Geophys. J. Int*, 2014, 197, 882-899.
6. Zou H., Hastie T. Regularization and Variable Selection via the Elastic Net // H. Zou, T. Hastie *Journal of the Royal Statistical Society B*, 2005, 67(2), 301-320.
7. Tibshirani R., Bien J., Friedman J., Hastie T., Simon N., Taylor J. and Tibshirani R. J. Strong rules for discarding predictors in lasso-type problems // *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Statistical Methodology)*, Vol. 74, No. 2 (MARCH 2012), pp. 245-266.
8. Давыденко А. Ю. Инверсия магнитного поля на основе эластичной сети и векторного сканирования для оценки магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности трехмерных объектов // В сб.: Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей Материалы 47-й сессии Международного научного семинара им. Д. Г. Успенского-В.Н.Страхова, Воронеж, 2020. С. 105-110.
9. V. Kaminski, A. Davydenko, A. Frolov, I. Shalovenkova. Magnetization Vector 3D Inversions of Airborne Magnetic Data Flown Over Grib Kimberlite Pipe // Publisher: European Association of Geoscientists & Engineers, Source: NSG2022 4th Conference on Geophysics for Mineral Exploration and Mining, Sep 2022, Volume 2022, p.1 – 5, DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202220055>.
10. Ellis, R.G. Inversion of Magnetic Data from Remanent and Induced Sources / Ellis, R.G., Wet, B., and Macleod, I.N. // *ASEG Extended Abstracts*, 2012:1, 1-4, DOI: 10.1071/ASEG2012ab117.

УДК 550.8.053

**Гравиметрия и магнитометрия: трансформации геопотенциальных полей
(презентация учебного пособия)**

А.С. Долгаль

dolgal@mi-perm.ru

Горный институт Уральского отделения Российской академии наук, Пермь, Россия

Abstract. Theoretical and practical aspects of the transformation of geopotential fields are considered. Transformations are used to suppress anomalies-noises and most clearly identify some of the useful information, which provides a solution to a wide range of mapping and prospecting geological problems. Two main classes of methods are considered: transformations based on spectral analysis and linear digital data filtering, as well as transformations using the approximation of discrete field values by source-like functions representing anomalous effects of equivalent sources. The method of geological reduction and some elements of interpretative tomography are briefly characterized. The main principles of qualitative interpretation of gravity and magnetic survey data are presented. When presenting the material, emphasis is placed on the practical application of transformations of geopotential fields; as examples, the results of geophysical studies carried out with the participation of the author are presented. When carrying out model calculations, computer technologies developed at the Mining Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences were used. The manual is intended for students of the Faculty of Geology, studying in the direction of master's degree "Geology" (program "Geophysical Methods of Investigation of the Earth's Crust"), as well as for graduate students and teachers.

Дисциплина «Гравиметрия и магнитометрия» включена в учебный план студентов, обучающихся по направлению магистратуры «Геология». Область их будущей профессиональной деятельности включает совокупность технологий, средств, способов и методов в области науки, техники и промышленности, направленных на поиски, разведку и эксплуатацию месторождений полезных ископаемых, на изучение процессов в недрах Земли. Студентам необходимо четко представлять физические основы гравиметрии и магнитометрии, возможности этих методов при решении теоретических, прогнозно-поисковых и разведочных геологических задач, владеть технологиями извлечения полезной информации из данных полевых геофизических наблюдений, а также осуществлять оценку достоверности выполненных интерпретационных построений.

К сожалению, в настоящее время содержание курса обучения во многом отражает уровень развития гравиметрии и магнитометрии, достигнутый в СССР к 80-м годам XX века [6]. Дополнить традиционно рассматриваемый круг вопросов в области интерпретации геопотенциальных полей призвано представленное учебное пособие (рис. 1). Оно подготовлено на основании многолетнего чтения автором лекций студентам-геофизикам геологического факультета Пермского государственного национального исследовательского университета по программе «Геофизические методы исследования земной коры».

Для решения многих практических задач важно осуществить такое преобразование наблюденного поля, которое «сфокусировало» (позволило увидеть) содержащуюся в суммарном поле информацию об аномалиях, связанных с отдельными геологическими телами, их группами или определенными геологическими границами. В основе использования трансформаций геопотенциальных полей лежит «принцип фильтрации», формулируемый следующим образом: трансформация осуществляется с целью подавления аномалий-помех и наиболее четкого выявления части полезной информации [3].

В учебном пособии [4] представлены теоретические сведения, а также модельные примеры и практические результаты, связанные с трансформациями гравитационного и магнитного полей. Трансформации являются одним из эффективных и широко применяющихся на практике инструментов извлечения геологической информации из данных полевых геофизических наблюдений. Этот инструмент используется с целью

подавления аномалий-помех и наиболее четкого выявления части полезной информации на всех этапах геологоразведочных работ. Визуальная качественная интерпретация графиков и карт различных составляющих геопотенциальных полей обеспечивает решение картировочных и поисковых геологических задач. Наблюденные значения полей и совокупность трансформант, представленные в цифровой форме, являются исходными материалами для выполнения классификационных процедур и применения методов распознавания образов [8].

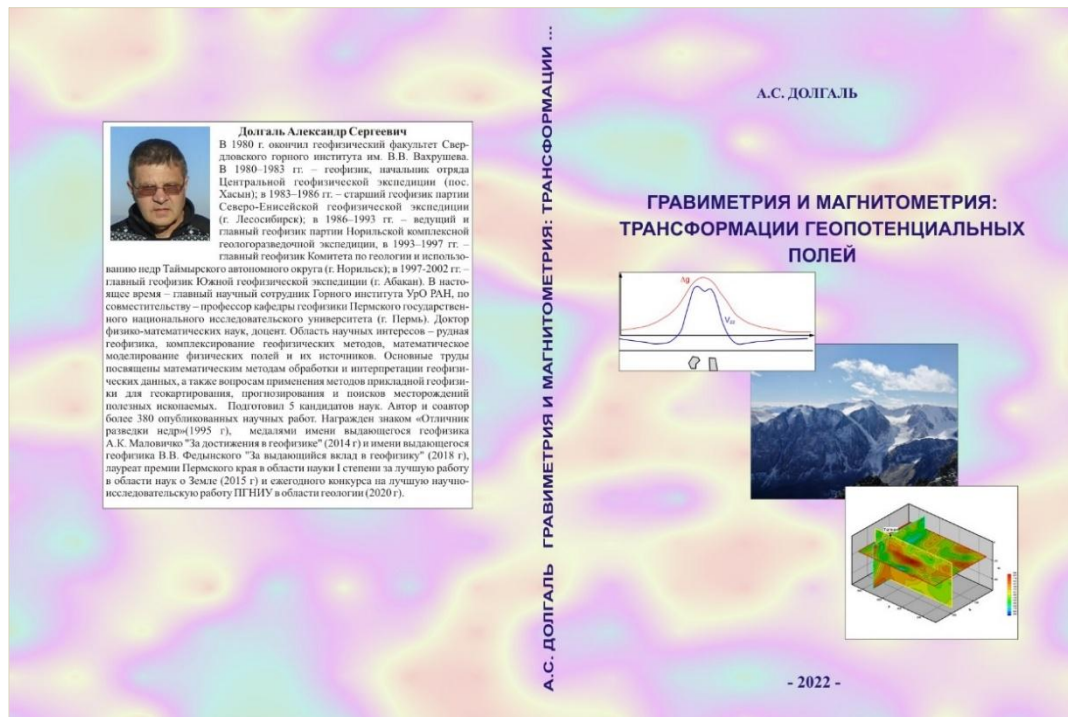


Рис. 1. Обложка учебного пособия.

Рассмотрены два основных класса методов: трансформации, основанные на спектральном анализе и линейной цифровой фильтрации данных, а также трансформации, использующие аппроксимацию дискретных значений поля истокообразными функциями, представляющими собой аномальные эффекты эквивалентных источников [1]. В последнем случае обеспечиваются: высокая точность преобразований цифровых моделей геофизических полей; учет различий в высотах точек измерений; подавление негармонической составляющей поля (помехи); возможность одновременного выполнения 3D-интерполяции и трансформации данных. В пределах территорий, характеризующихся расчлененным рельефом дневной поверхности, с помощью истокообразных аппроксимаций осуществляется пересчет гравитационных и магнитных аномалий на горизонтальную плоскость, либо на сглаженную синтезированную поверхность (рис. 2), что влечет за собой подавление эффекта разновысотности точек измерений поля.

Дополнительно приведены сведения о методе геологического редуцирования, основной целью которого является выделение и локализация глубокозалегающих аномалиеобразующих объектов, слабо проявляющихся в интерпретируемых материалах. Речь идет о исключение из наблюдаемого поля составляющей, создаваемой известными геологическими структурами, изученными бурением и другими геофизическими методами (в частности – сейсморазведкой и электроразведкой). Приведен пример эффективного использования этого метода при изучении глубинного строения Талнахского рудного узла (рис. 3).

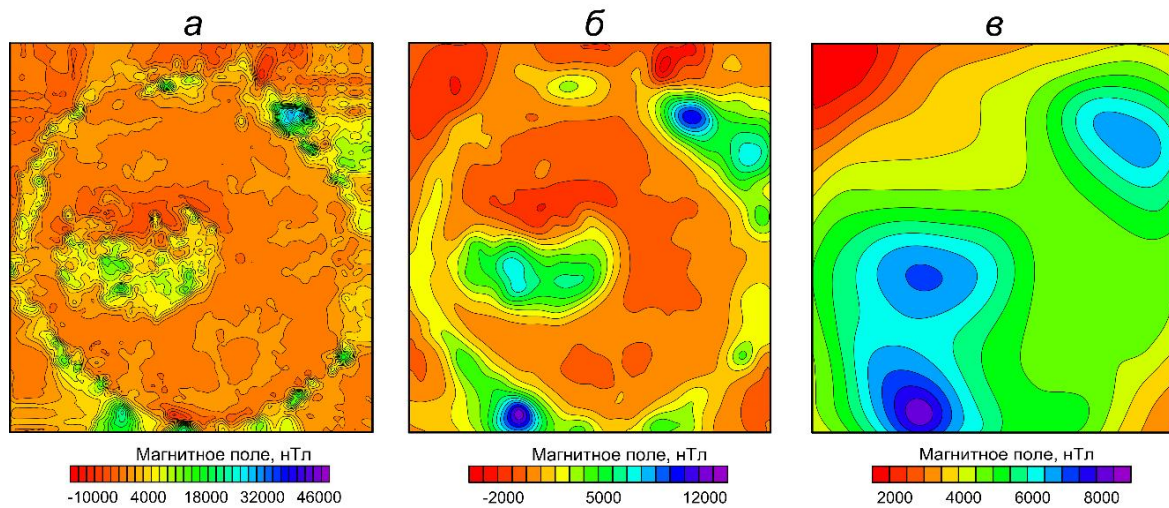


Рис. 2. Карты изодинам аномального магнитного поля ΔT :
 а - на земной поверхности $z = z(x, y)$; б - на синтезированной поверхности $z^* = z^*(x, y) = z^*(x, y)$; в - на горизонтальной плоскости $H=1300$ м.

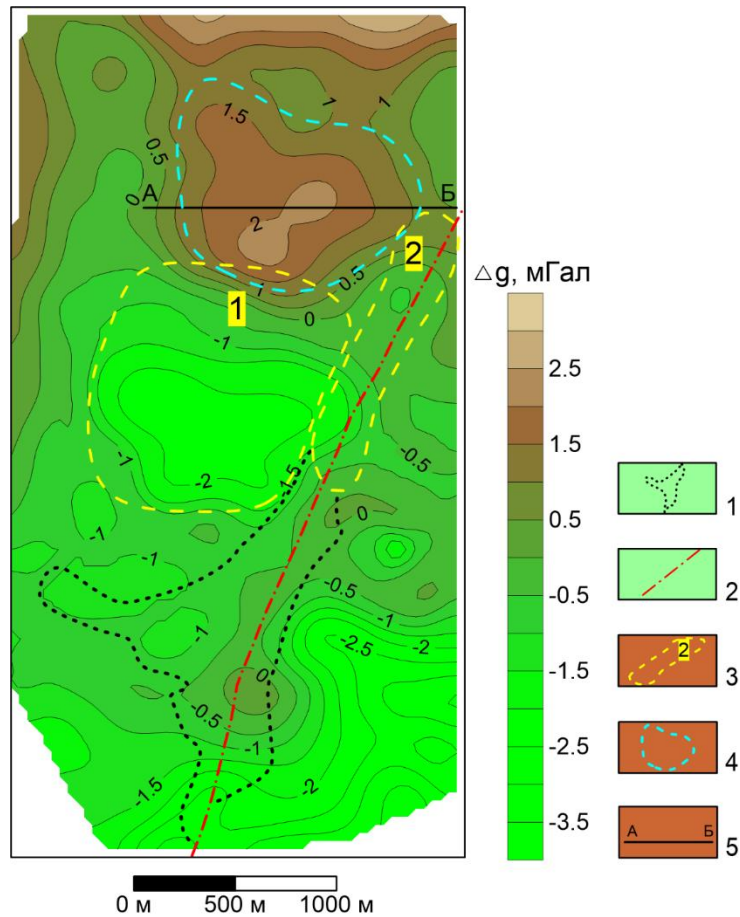


Рис. 3. Разностное поле силы тяжести Талнахского рудного узла, усредненное в скользящем окне радиусом $R = 2$ км:
 1 - контур Талнахской интрузии; 2 - Норильско-Хараелахский разлом;
 3 – рудоперспективные зоны, выделенные по наблюдаемому гравитационному полю, их номера 4 - Тангаралахская аномалия; 5 - интерпретационный профиль.

Кратко охарактеризовано новое направление в практике интерпретации

потенциальных полей, связанное с построением вертикального распределения физических характеристик горных пород по данным магниторазведки и гравиразведки - «интерпретационная томография» [5]. Несмотря на отсутствие строгого теоретического обоснования, разнообразные высокотехнологичные алгоритмы интерпретационной томографии нашли применение на практике и обеспечивают решение многих геологических задач при минимуме априорной информации (рис. 4).

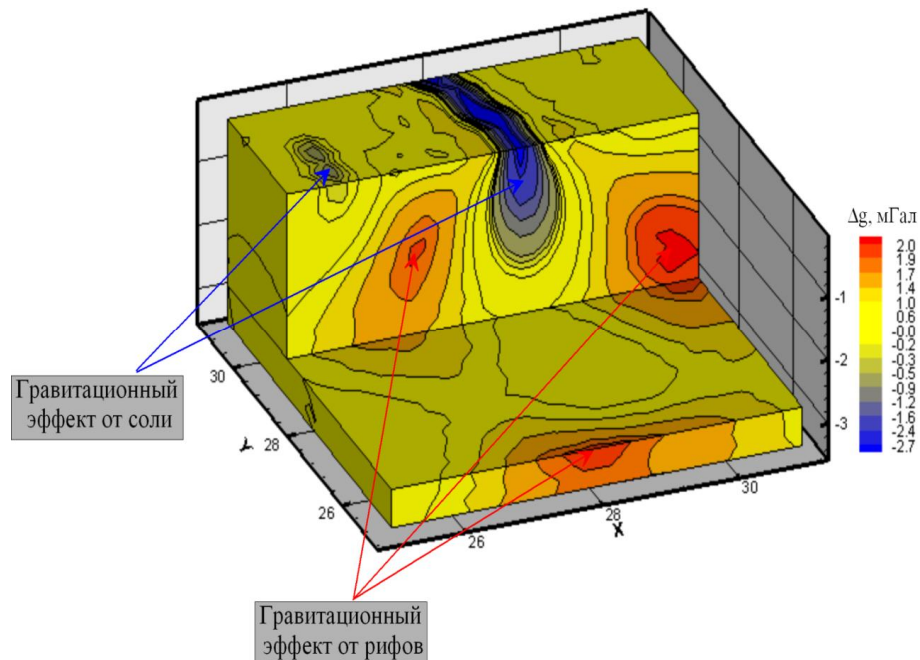


Рис. 4. 3D-диаграмма: пространственное распределение квазиплотности горных пород. Верхнекамское месторождение калийно-магниевых солей.

Текст завершает раздел, в котором изложены основные принципы качественной интерпретации данных гравиразведки и магниторазведки. Изложены основные принципы морфологического анализа карт изолиний геофизических полей. Перечислены задачи качественной интерпретации, возникающие при подготовке опережающей геофизической основы для геологических карт масштаба 1:200 000 нового поколения, а также основные требования к их решению [7].

В разделах 1 и 5 была использована информация из широко известного учебного пособия Ю.И. Блоха «Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий» [2]. При изложении материала сделан акцент на практическое применение трансформаций геопотенциальных полей, в качестве примеров представлены результаты геофизических исследований, выполненных с участием автора. При выполнении модельных расчетов использованы компьютерные технологии, разработанные в Горном институте УрО РАН.

Учебное пособие содержит 140 страниц, 76 рисунков и 8 таблиц. Полный текст пособия с рисунками находится в научной электронной библиотеке: https://www.elibrary.ru/download/elibrary_47946525_52578561.pdf

ЛИТЕРАТУРА

1. Аронов В.И. Методы построения карт геолого-геофизических признаков и геометризации залежей нефти и газа на ЭВМ. М.: Недра, 1990. 300 с.
2. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. 2009. 232 с. <http://sigma3d.com/index.php/publications/books> Дата обращения 12.06.2022 г
3. Гравиразведка: Справочник геофизика /Под ред. Е.А. Мудрецовой, К.Е. Веселова. 2-е

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

изд. перераб. и доп. М.: Недра, 1990. 607 с.

4. Долгаль, А. С. Гравиметрия и магнитометрия: трансформации геопотенциальных полей. Пермь: Издательский центр Пермского государственного национального исследовательского университета, 2022. 140 с.

5. Долгаль А.С., Бычков С.Г., Костицын В.И., Новикова П.Н., Пугин А.В., Рашидов В.А., Шархимуллин А.Ф. О теории и практике томографической интерпретации геопотенциальных полей // Геофизика. 2012. №5. С. 8–17.

6. Долгаль, А.С.Костицын В.И. Размышления о структуре нового учебника по курсу "Гравиразведка" для студентов вузов // Геофизика. 2014. № 5.С. 88–93.

7. Методические рекомендации по геофизическому обеспечению геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000. СПб: Министерство природных ресурсов РФ, ВИРГ-Рудгеофизика, 2000. 240 с.

8. Никитин А.А., Булычев А.А. Комплексный анализ и комплексная интерпретация геофизических полей : учебное пособие. М. : ВНИИгеосистем. 2015. 94 с.

УДК 550.8.053

Модели Земли при трансформации региональных гравитационных аномалий

А.С. Долгаль^{1,2}, В.И. Костицын², А.В. Пугин¹, В.В. Хохлова¹

dolgal@mi-perm.ru

1 - Горный институт Уральского отделения Российской академии наук, Пермь, Россия

2 - Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

Abstract. The results of computational experiments are presented, the purpose of which was to select the Earth model for the transformation of gravity anomalies in regional geophysical studies. For different models of the Earth, the field was recalculated into the upper half-space at a height of 50 km using a source-like approximation. It has been established that the differences between the transformants for the “flat” and “spherical” models are about 3–5%, for the “ellipsoidal” and “spherical” models they do not exceed 0.05%. It is concluded that the transformation of the gravitational field of large areas can be realized with high accuracy on the basis of ideas about the spherical shape of the Earth.

В прикладной геофизике при обработке и интерпретации материалов гравиметрической съемки обычно используется модель «плоской Земли». Значительно реже находит применение при изучении больших территорий модель «сферической Земли» [3]. Некоторые исследователи работают с более сложными моделями «эллипсоидальной Земли», являющимися более точным приближением формы нашей планеты [9]. Авторами настоящей статьи в 2021 г был предложен алгоритм трансформации аномалий силы тяжести на «квазиэллипсоидальной Земле» - сфере В.В. Каврайского, занимающей промежуточное положение между «сферической» и «эллипсоидальной» моделями [5].

Рассмотрим экспериментальные оценки различий результатов пересчета аномалий силы тяжести в верхнее полупространство для перечисленных выше моделей. Пересчет на высоту 50 км выполнялся с использованием истокообразной аппроксимации, т.е. путем подбора масс эквивалентных источников с последующим решением прямой задачи гравиразведки от полученной аппроксимационной конструкции [1]. Эквивалентными источниками во всех случаях являлись шары (точечные массы), находящиеся под точками задания поля на фиксированной глубине h_0 , близкой к шагу сети цифровой GRID модели. Подбор масс осуществлялся путем приближенного решения системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) методом Зейделя. Качество решения оценивалось в евклидовой метрике $F2$ и в метрике Чебышева FM .

При сопоставлении «плоской» и «сферической» моделей Земли исходными данными являлись цифровые GRID модели гравитационного поля Δg в редукции Буге и нормальных высот рельефа земной поверхности в пределах листа О-40 карты 1:1 000 000 масштаба (Пермский край). Это предельный размер территории (т.н. сферического двуугольника), при котором целесообразно использовать систему плоских прямоугольных координат Гаусса-Крюгера и соответствующую ей модель Земли. Сеть точек составила 8×8 км, размер матриц – 63 строки, 53 столбца. Глубина источников $h_0 = 9.6$ км, при этом была достигнута точность решения СЛАУ $F2 = 0.001$ мГал.

Плановое расположение точек поля было одинаковым для обеих моделей Земли, но в первом случае уровенной поверхностью являлась горизонтальная плоскость $z = 0$, во втором – фрагмент поверхности сферы, обладающей радиусом $R = 6371.1$ км. Две этих уровенных поверхностей соприкасались между собой в юго-западном углу территории. Шар радиуса 6371.1 км по своим размерам, площади поверхности и объему очень близок к земному эллипсоиду. Но длина дуги меридиана между экватором и полюсом на сфере будет на ~5.6 км длиннее, чем на эллипсоиде, а длина экватора - на ~44.8 км короче [8]. Для «плоской» Земли аномалии силы тяжести отвечают вертикальной производной V_z гравитационного потенциала V , которую обычно принято обозначать Δg . Для модели «сферической» Земли

используется уже радиальная производная потенциала V_R . Соответственно, пересчет поля выполнялся на плоскость $z = 50$ км и на сферу радиусом $R = 6421.1$ км, а также определялись значения разностного поля $\delta = V_R - V_Z$ (табл. 1, рис. 1).

Разностное поле характеризуется среднеквадратическим отклонением (СКО) $\sim 3.4\%$ от СКО полей на высоте 50 км, диапазон его изменения составляет $\sim 4.6\%$ от размаха каждого из этих полей. Эти оценки принципиально не отличаются от ранее представленных в работе [4] для полей на земной поверхности. Таким образом, можно говорить о значимых различиях результатов трансформации аномалий силы тяжести, полученных в рамках «плоской» и «сферической» моделей Земли.

Таблица 1

Характеристики полей «плоской» и «сферической» моделей Земли на высоте 50 км

Модель Земли	Статистические параметры, мГал			
	Минимум	Максимум	Среднее	СКО
«Плоская Земля»	-11.426	14.344	1.422	5.875
«Сферическая Земля»	-11.418	14.290	1.594	5.854
Разностное поле	-0.626	0.589	0.120	0.199

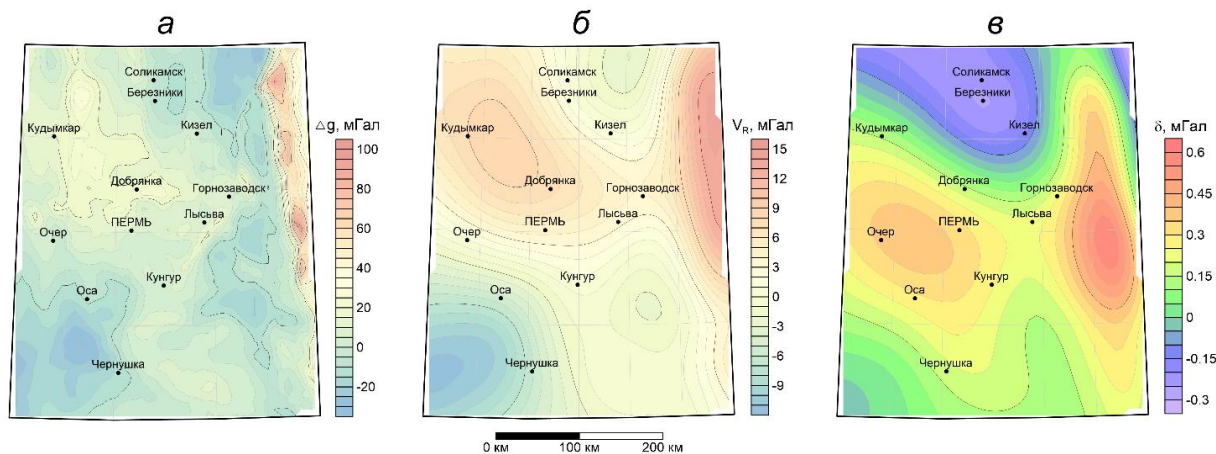


Рис. 1. Оценка различий моделей «плоской» и «сферической» Земли:
 а – гравитационное поле Δg на земной поверхности; б – гравитационное поле V_R на высоте 50 км; в – разностное поле δ . Лист карты О-40 (Пермский край)

Более адекватным представлением формы Земли является эллипсоид вращения с полуосями a и b . Общеземной эллипсоид ориентируется в теле Земли согласно следующим условиям: малая полуось b должна совпадать с осью вращения Земли; центр эллипсоида должен совпадать с центром масс Земли; сумма квадратов отступлений геоида от общеземного эллипсоида должна быть наименьшей из всех возможных [8]. Существует понятие референц-эллипсоидов, которые используются отдельными странами в картографо-геодезических целях.

В качестве моделей «эллипсоидальной Земли» мы выбрали два общеземных эллипсоида WGS-84 и ПЗ-90.11, а также референц-эллипсоид Н.Ф. Красовского.

На любом эллипсоиде могут использоваться геодезическая и общеземная прямоугольные системы координат, начала которых совпадает с центром масс Земли. Ось Z общеземной геоцентрической системы координат совпадает с положением оси вращения Земли и направлена в сторону севера. Плоскость, перпендикулярная к оси Z называется астрономическим экватором и содержащая начало координат O . Ось X — это линия пересечения плоскости астрономического экватора с плоскостью начального Гринвичского меридиана. Ось Y также лежит в плоскости астрономического экватора и направлена на восток от оси X (дополняет систему до правой). По известным геодезическим координатам можно определить прямоугольные координаты по формулам [141]:

$$X = (N + H)\cos B\cos L$$

$$Y = (N + H)\cos B \sin L \quad (1)$$

$$Z = [(1 - e^2)N + H]\sin B$$

где X, Y, Z – пространственные прямоугольные координаты точки; B, H, N – геодезические координаты; N – радиус кривизны первого вертикала; e – эксцентриситет эллипсоида. Радиус кривизны первого вертикала N и эксцентриситет e эллипсоида вычисляются по формулам:

$$N = a/\sqrt{1 - e^2 \sin^2 B} \quad (2)$$

$$e^2 = a(2 - a) = (a^2 - b^2)/b^2 \quad (3)$$

На «эллипсоидальной» Земле сила тяжести V_l направлена по нормали l к ее поверхности и может быть выражена через направляющие косинусы [141]:

$$-V_l = \begin{pmatrix} \cos B \cos L \\ \cos B \sin L \\ \sin B \end{pmatrix} \quad (4)$$

Осуществлялось моделирование гравитационного поля в районе Курильской островной дуги (КОД), для территории, расположенной в пределах 40° – 54° с.ш., 142° – 162° в.д. с площадью ~ 2.4 млн км^2 . В качестве исходных данных использовались глобальные модели гравитационного поля (рис. 2а) в редукции Буге WGM 2012 [12] и рельефа земной поверхности ETOPO1 [11] в системе геодезических параметров Земли WGS84. Цифровые данные представляют собой DAT-файлы с записанными в строку параметрами $B, L, H, \Delta g$ для 2623 гравиметрических пунктов. Сеть задания значений поля Δg и высот/глубин земной поверхности разрежена в 10 раз и составляет $20' \times 20'$, т.е. расстояния s между точками по меридиану ~ 37.1 км, по параллели ~ 28.465 км на южной границе и ~ 21.852 км – на северной. Точки задания поля находятся на поверхности Земли (нижней границе атмосферы) [12].

Поле Δg эллипсоидов WGS-84, ПЗ-90.11, Красовского, отождествляющееся с компонентой V_l , было пересчитано на вышележащую криволинейную поверхность, расположенную на высоте $H = 50$ км (рис. 2.б). Предварительно выполнялось преобразование геодезических координат пунктов по формулам (1)-(3). Глубина эквивалентных источников $h_0 = 36$ км. Предполагалось весьма незначительное различие результатов, поэтому задавалась точность решения СЛАУ $F2 = 0.0001$ мГал. Во всех трех случаях точность решения СЛАУ $F2 \leq 0.0001$ мГал, $FM \cong 0.001$ была достигнута при выполнении 65 итераций, при этом значение мГал.

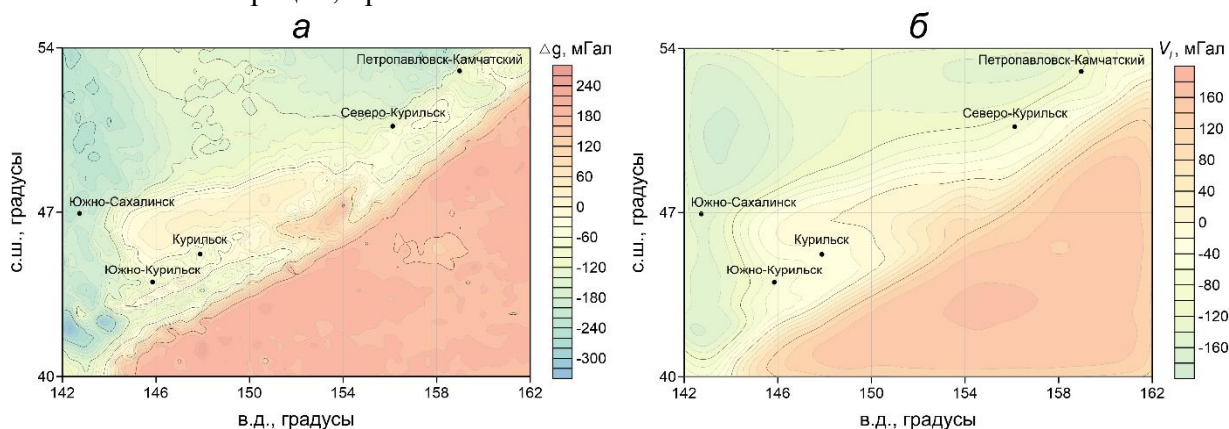


Рис. 2. Результаты применения «эллиптической» модели Земли для пересчета поля в верхнее полупространство: а – гравитационное поле Δg на земной поверхности; б – гравитационное поле V_l на высоте 50 км. Район Курильской островной дуги

Для всех трех «эллипсоидальных» моделей результаты совпали с точностью до 3-го знака после запятой: амплитуда поля на высоте изменяется от -184.797 до 163.953 мГал, среднее значение 1.031 мГал и СКО 119.416 мГал. Величина СКО для разностного поля δ для любых пар моделей не превышает 0.0006 мГал. Следовательно, использование любой из представленных моделей эллипсоидов позволяет получать практически тождественные результаты при пересчете гравитационного поля на высоту.

Располагая базовыми «эллипсоидальными» моделями, можно вернуться к «сферической» и «квазиэллипсоидальной» моделям. В последнем случае речь идет о сфере В.В. Каврайского с радиусом $R = 6372.9$ км. Напомним, что при использовании «сферических» моделей Земли долгота L остается неизменной, но происходит замена геодезической широты B на геоцентрическую широту Φ . Направление силы тяжести теперь отвечает радиус-вектору, а не нормали l к поверхности эллипсоида (рис. 3). Для перехода от геодезической широты к геоцентрической В.В. Каврайским предложена формула [2]

$$\Phi = B - 8'39'' \sin 2B. \quad (5)$$

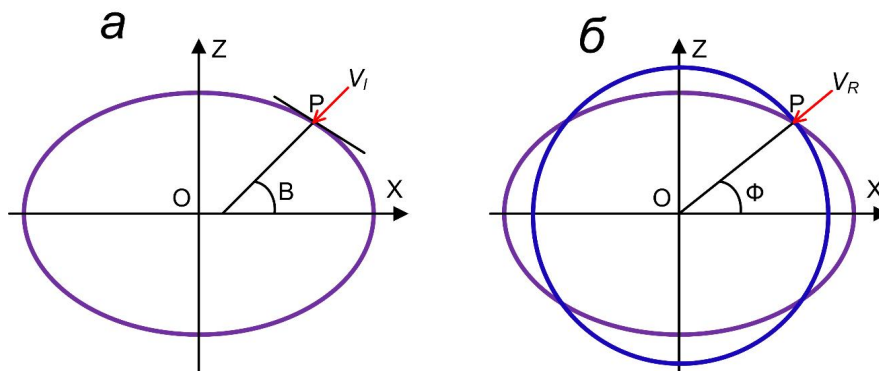


Рис. 3. Вертикальные сечения моделей Земли (плоскость Гринвичского меридиана): геодезическая широта B (а) и геоцентрическая широта Φ (б): красный цвет – вектор силы тяжести

Использование сферы Каврайского позволяет достичь относительных погрешностей в расстояниях до 0.08%, в угловых величинах – до 0.1% [2]. Отметим, что для сферы с радиусом $R = 6371.1$ км, отвечающей по объему референц-эллипсоиду Ф.Н. Красовского, замена геодезической широты B геоцентрической Φ приводит к более высокой погрешности вычисления расстояний и углов, до 0.5% и до 0.4% , соответственно [2].

В табл. 2 представлены параметры пересчета полей на высоту 50 км для различных моделей Земли. В табл. 3 приведены характеристики разностных полей δ , в качестве базы для сравнения выбран эллипсоид Н.Ф. Красовского.

Таблица 2

Характеристики полей различных моделей Земли на высоте 50 км

Модель Земли	Статистические параметры, мГал			
	Минимум	Максимум	Среднее	СКО
Эллипсоид Красовского	-184.797	163.953	1.031	119.416
«Сферическая Земля»	-184.706	163.937	1.038	119.386
Сфера Кавраского	-184.802	163.959	1.031	119.421

Таблица 3

Характеристики разностных полей δ на высоте 50 км

Модели Земли, для которых выполнен расчет разностного поля		Статистические параметры, мГал			
		Минимум	Максимум	Среднее	СКО
Сфера Каврайского	«Сферическая Земля»	-0.137	0.133	-0.008	0.045
Сфера Каврайского	Эллипсоид Красовского	-0.027	0.028	0.0004	0.010
«Сферическая Земля»	Эллипсоид Красовского	-0.127	0.157	0.008	0.042
Эллипсоид WGS-84	Эллипсоид Красовского	-0.001	0.001	$\sim 8 \times 10^{-6}$	5×10^{-4}

Акцентируем внимание на отличии двух моделей: «сферической Земли» и эллипсоида Красовского. Как очевидно, для трансформации гравитационного поля при региональных исследованиях, когда точность определения аномалий силы тяжести в редукции Буге составляет ~ 1 мГал, использование «сферических» моделей Земли является вполне

оправданным. Более точное приближение можно получить при использовании «квазиэллипсоидальной» модели (сферы В.В. Каврайского), что достигается достаточно простым переходом (5) от геодезической к геоцентрической широте.

Основные расхождения полей локализованы в периферической части площади и могут быть связаны с краевыми эффектами, обусловленными применением простейшей одноуровневой аппроксимационной конструкции [7]. Оценим влияние краевых искажений на одном из вариантов выполненных оценок. Выделим внутреннюю часть территории S , ограничив ее координатами 42° – 52° с.ш., 144° – 160° в.д. В пределах области S поле δ («сферическая» Земля с радиусом $R = 6371.1$ км и эллипсоид Красовского) изменяется от -0.105 мГал до 0.077 мГал, его среднее значение составляет -0.002 мГал и СКО 0.029 мГал.

Полученные результаты вычислительных экспериментов свидетельствуют о сравнительно высоком различии пересчетов аномалий силы тяжести в верхнее полупространство для «плоской» и «сферической» моделей Земли, составляющем порядка 3–5%. Степень отличия «эллипсоидальной» и «сферической» моделей на два порядка ниже и не превышает 0.05%. Поля на высоте 50 км, пересчитанные с поверхности различных земных эллипсоидов (WGS-84, ПЗ-90.11, Н.Ф. Красовского), практически не отличаются друг от друга. Весьма близки между собой аномалии для «эллипсоидальных» и «квазиэллипсоидальной» (сферы В.В. Каврайского) моделей Земли. Таким образом, при региональных исследованиях при выполнении трансформаций гравитационного поля Δg вполне возможно ограничиться представлениями о шарообразной форме Земли.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 23-27-00113).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аронов В.И.* Методы построения карт геолого-геофизических признаков и геометризация залежей нефти и газа на ЭВМ. Недра, Москва, 1990. 301 с.
2. *Белкин А.М., Миронов Н.Ф., Рублев Ю.И. и др.* Воздушная навигация: справочник. М.: Транспорт, 1988. 303 с.
3. *Глазнев В.Н., Якуба И.А.* Мощность земной коры территории Республики Нигер по данным стохастической интерпретации гравитационного поля // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2020. № 4. С. 46–58.
4. *Долгаль А.С., Бычков С.Г., Костицын В.И. и др.* Приближенная 3D оценка гравитационных аномалий, обусловленных шарообразной формой Земли // Геофизика. 2019. № 5. С. 56–62.
5. *Долгаль А.С., Костицын В.И., Новикова П.Н. и др.* Аппроксимация аномалий силы тяжести при региональных исследованиях с учетом шарообразной формы Земли // Геофизика. 2021. № 5. С. 36–43.
6. Параметры Земли 1990 года (ПЗ-90.11). М.: «27 ЦНИИ» Минобороны России, 2014. 64 с.
7. *Пугин А.В.* Истокообразные аппроксимации геопотенциальных полей. От теории к практике. // Геофизические исследования. 2018. Т. 19. № 4. С. 16–30.
8. *Сератинас Б.Б.* Математическая картография: Учебник для вузов. М.: Издательский центр "Академкнига", 2005. 336 с.
9. *Страхов В.Н., Степанова И.Э.* Метод S-аппроксимаций и его использование при решении задач гравиметрии (региональный вариант) // Физика Земли. 2002. №7. С. 3–12.
10. Торге Вольфганг. Гравиметрия / Пер. с англ.: Г.А. Шануров ; ред.: А.П. Юзефович . М.: Мир, 1999. 428 с.
11. *Amante C., Eakins B.W.* ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, 2009.
12. *Balmino G., Vales N., Bonvalot S., et al.* Spherical harmonic modelling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies // Journal of Geodesy. 2012. Vol. 86. P. 499-520.

УДК 550.831.23

Применение сейсмической информации в постобработке гравиметрических данных

М.Н. Дробышев^{1,2}, В.Н. Конешов^{1,2}, Д.А. Малышева¹

drmika88@gmail.com

1 - Владимирский государственный университет имени Александра Григорьевича и Николая Григорьевича Столетовых, Владимир, Россия

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

Annotation. The paper presents the results of using seismic information in the post-processing of long-term gravity measurements.

In order to obtain the necessary experimental data at the “Zapolskoye” test site, under the conditions of a geophysical observatory, on the pedestal of a first-class gravimetric station, gravimetric and seismometric measurements were carried out with different recording durations and sampling rates.

The possibility of using seismic stations to assess the suitability of an observation point for conducting high-precision gravimetric measurements on the basis of the calculated value of the standard deviation of vertical channel measurements is considered.

The simulation of the gravimeter sensitive element signal using seismic information as input data and comparison of the obtained series with gravimetric measurements made it possible to obtain a correlation coefficient of at least 0.9 in the frequency range of 0.017–6 Hz and reduce the high-frequency noise of gravimetric measurements.

Сейсмическую информацию можно условно разделить на фоновый микросейсмический шум и события, оказывающие значительное воздействие на гравиметрические измерения в коротком периоде времени, в том числе при проведении долговременных стационарных наблюдений, которые и будут рассмотрены в данной работе.

Получение наиболее точных и достоверных гравиметрических данных всегда было и остается главной задачей гравиметрии. В работе рассматривается сейсмическое влияние на высокоточные гравиметрические измерения, выполняемые относительным гравиметром в качестве устранимой помехи. Оценивается возможность использования сейсмических станций для оценки пригодности пункта наблюдения к проведению высокоточных гравиметрических измерений по рассчитанному значению среднеквадратического отклонения (СКО) измерений вертикального канала.

Микросейсмические (приповерхностные) колебания верхней части коры с диапазоном частот от долей до сотен Гц - неотъемлемое свойство верхней части земной коры. Они возникают и после землетрясений и при движении циклонов, от цунами или сейшей в замкнутых водоемах, от штормовых волн, падений метеоритов, схода снежных лавин и ледников и т.п.

Гравиметр и сейсмометр, установленные на одном пункте наблюдений, будут регистрировать общие входные данные, но каждый в своем частотном диапазоне. Пересечение диапазонов амплитудно-частотных характеристик (АЧХ) приборов позволяет рассматривать сейсмометр в качестве источника дополнительной информации для гравиметрических измерений. Для чего необходимо знать динамические характеристики используемых приборов.

Если АЧХ сейсмометра имеется в открытом доступе, то АЧХ гравиметра является корпоративной тайной производителя, и она была составлена на основании имеющейся информации о приборе и опыта работы с ним [1,2,3]. Далее по математической модели формирования измерительной информации, определены переменные параметры, соответствующие реальному прибору, и показана адекватность полученной модели.

С целью получения необходимых экспериментальных данных на полигоне «Запольское», в условиях геофизической обсерватории, на постаменте гравиметрического

пункта первого класса были проведены гравиметрические и сейсмометрические измерения с различной продолжительностью регистрации и частотой отсчетов [4].

По измеренным данным было проведено моделирование сигнала чувствительного элемента гравиметра с использованием сейсмической информации в качестве входных данных и сопоставление полученных рядов с гравиметрическими измерениями. В частотном диапазоне 0,017 – 6 Гц значение коэффициента корреляции между рядами не опускается ниже 0,9 [5].

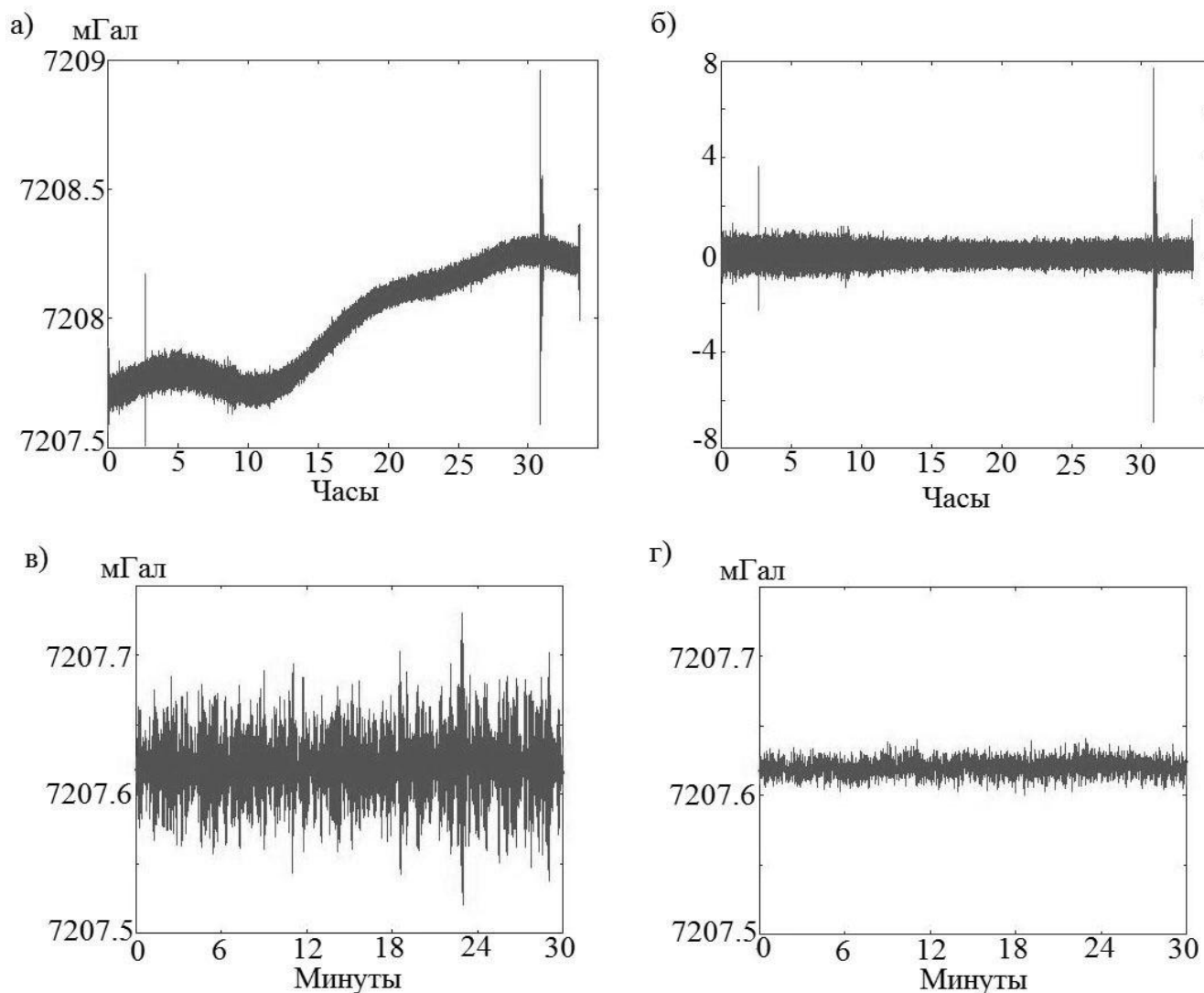


Рисунок 1. «Шестигерцовые» данные: гравиметрические отсчеты за 33 ч измерений (вверху слева); смоделированные данные (33-х часовой ряд, вверху справа); гравиметрические отсчеты за 30 мин измерений (внизу слева); то же с учетом сейсмического воздействия (внизу справа)

Экспериментальные результаты (рисунок 1) демонстрируют значительное снижение амплитуды высокочастотной фоновой зашумленности гравиметрических данных (до 4 раз).

СКО гравиметрических отсчетов, являясь мерой зашумленности полученных данных, также является важной характеристикой точности выполненных гравиметрических измерений, и по аналогии характеристикой точности смоделированных значений. Рассчитанное СКО смоделированных значений может быть применено для оценки возможной инерциальной помехи в потенциальных пунктах гравиметрических измерений. [6].

Также, значительным фактором, влияющим на проведение высокоточных гравиметрических измерений, являются землетрясения. Погрешность гравиметрических

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

наблюдений, возникающая из-за сейсмических событий, зависит от многих факторов в частности от мощности и удаленности места события от точки наблюдения. Использование сейсмической информации позволит оценить достоверность гравиметрических данных полученных во время события.

Выводы. Применение моделирования чувствительного элемента гравиметра с сейсмическими данными в качестве входной информации в значительной степени позволяет отделить гравиметрические измерения от инерциального воздействия. Полученная математическая модель чувствительного элемента в высокой степени позволяет снизить высокочастотную зашумленность гравиметрических измерений.

Высокое значение корреляции СКО гравиметрических и смоделированных данных позволяет судить о качестве гравиметрических измерений, в том числе на основе сейсмометрических данных. Рассчитав СКО гравиметрических отсчетов по сейсмическим данным можно оценить степень пригодности пункта для проведения высокоточной гравиметрической съемки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках гранта 22-17-20035.

Список литературы

1. Относительный гравиметр CG-5. Система Scmtrex Autograv: руководство по эксплуатации. ред. 4. 2008. 156 с.
2. Дробышев М.Н., Конешов В.Н. Учет сейсмического воздействия на высокоточные измерения гравиметром CG-5 Autograv // Физика Земли - 2014, №4 стр. 131-134.
3. Цифровая трехкомпонентная сейсмическая станция Югра: руководство по эксплуатации. Обнинск, 2005. – 57 с.
4. Конешов В. Н., Абрамов Д. В., Дорожков В. В. Особенности построения и использования наземного сейсмогравиметрического комплекса // Сейсмические приборы. — 2010. — Т. 46, № 4. — С. 5–13.
5. Дробышев М.Н., Конешов В.Н., Абрамов Д.В., Малышева Д.А. Повышение точности гравиметрических наблюдений с помощью сейсмической информации // Геофизические исследования, 2021, том 22, №3, с.26-34.
6. Абрамов Д.В., Бебнев А.С., Бычков С.Г., Горожанцев С.В., Герман В.И., Дробышев М.Н., Конешов В.Н., Красилов С.А., Овчаренко А.В., Юшкин В.Д. Одна из возможных причин синхронных континентальных микросейсм Северной Евразии // Физика Земли - 2020, №4 стр. 123-131.

УДК 550.389.1

Преимущества наземной магнитной съемки перед БПЛА при поисках золотоносных кварцевых жил в Якутии

Е.Ю. Ермолин, А.Е. Калинина

GeophysGethod@gmail.com

ООО «ДЖИ М Сервис», Санкт-Петербург, Россия

Summary

The article presents the results of the comparison of ground-based magnetometric survey and simulation of aeromagnetic survey for the flight altitude of UAVs in the search for gold-bearing quartz veins in Yakutia. The aim of the study was to determine the resolution of the two technologies and to assess their effectiveness for the study site. It has been determined that in order to solve the problem of searching for gold-bearing quartz veins ground magnetic photography has a number of advantages over shooting with the use of UAVs.

Key words: magnetometric survey, UAV, gold-silver quartz cores.

Введение

Золото-серебряные кварцевые жилы привлекательны тем, что даже небольшие по мощности объекты такого типа могут являться месторождениями за счёт высоких концентраций золота и относительно лёгких способов их извлечения. В то же время поиск маломощных жильных тел является сложной геологоразведочной задачей, решить которую без комплексирования различных технологий сложно. Технологии должны обладать высокой разрешающей способностью и высокой чувствительностью, а комплекс должен быть экономически эффективным. Одним из самых простых и относительно дешёвых методов, входящих в комплекс поиска кварцево-жильных тел, является магниторазведка. Применение метода обусловлено тем, что жильные тела сопровождаются зонами вторичных изменений горных пород [1], в результате чего жильные зоны характеризуются пониженными значениями магнитной восприимчивости. Дополнительно результаты интерпретации магнитной съёмки могут отражать тектонику района и важные структурные признаки наличия золотоносных кварцевых жил.

В настоящий момент в мире присутствует тенденция замены наземной магнитной съёмки измерениями с применением БПЛА. Связано это с более высокой производительностью аэросъёмки по сравнению с наземной. Соответственно при больших объёмах работ, когда мобилизация и демобилизация полевой команды имеет относительно меньшую стоимость, чем сами исследования, заказчик предпочитает выбрать съёмку с использованием БПЛА. При этом зачастую для ряда задач на высоте полёта БПЛА результаты магнитной съёмки не отражают положения поисковых объектов в связи с малыми амплитудами аномалий от последнего. В результате экономии средств промышленный объект может быть пропущен. В связи с этим актуально разобраться в вопросе применимости технологии магниторазведки БПЛА для решения ряда поисковых задач, в частности для поиска золотоносных кварцево-жильных объектов.

В качестве исходных данных для исследования были взяты результаты наземных магниторазведочных работ компании «ДЖИ М Сервис» в Якутии, где амплитуды локальных аномалий не превышают 2-8 нТл. По результатам обработки выполнена качественная интерпретация данных с выделением основных особенностей тектонического строения участка. На основании данных магниторазведки построена структурная схема и определено несколько областей, которые по структурным признакам можно отнести к перспективным для наличия золотоносных кварцевых жил. Авторы поставили перед собой цель сравнения результатов наземной съёмки с данными рассчитанными для высоты полёта квадрокоптера. Основной задачей было определение возможностей магниторазведки БПЛА для поисков LS-эпитермального золота.

Методика

Наземная магнитная съёмка выполнена в период с 17 июля по 25 июля двумя маршрутными парами. Работы производились по сети 100 метров (расстояние между профилями) на 10 метров (расстояние между пикетами). Азимут профилей СЗ (310 градусов). В качестве рядовых измерителей и магнитовариационной станции (МВС) использовались магнитометры ММПОС-1. По результатам съёмки после введения поправок за суточные вариации геомагнитного поля Земли и поправки за нормальное поле Земли (IGRF) построены карты аномального магнитного поля и рассчитаны его трансформанты. Карта аномального магнитного поля представлена на рис. 1. Погрешность съёмки составила 0.7 нТл.

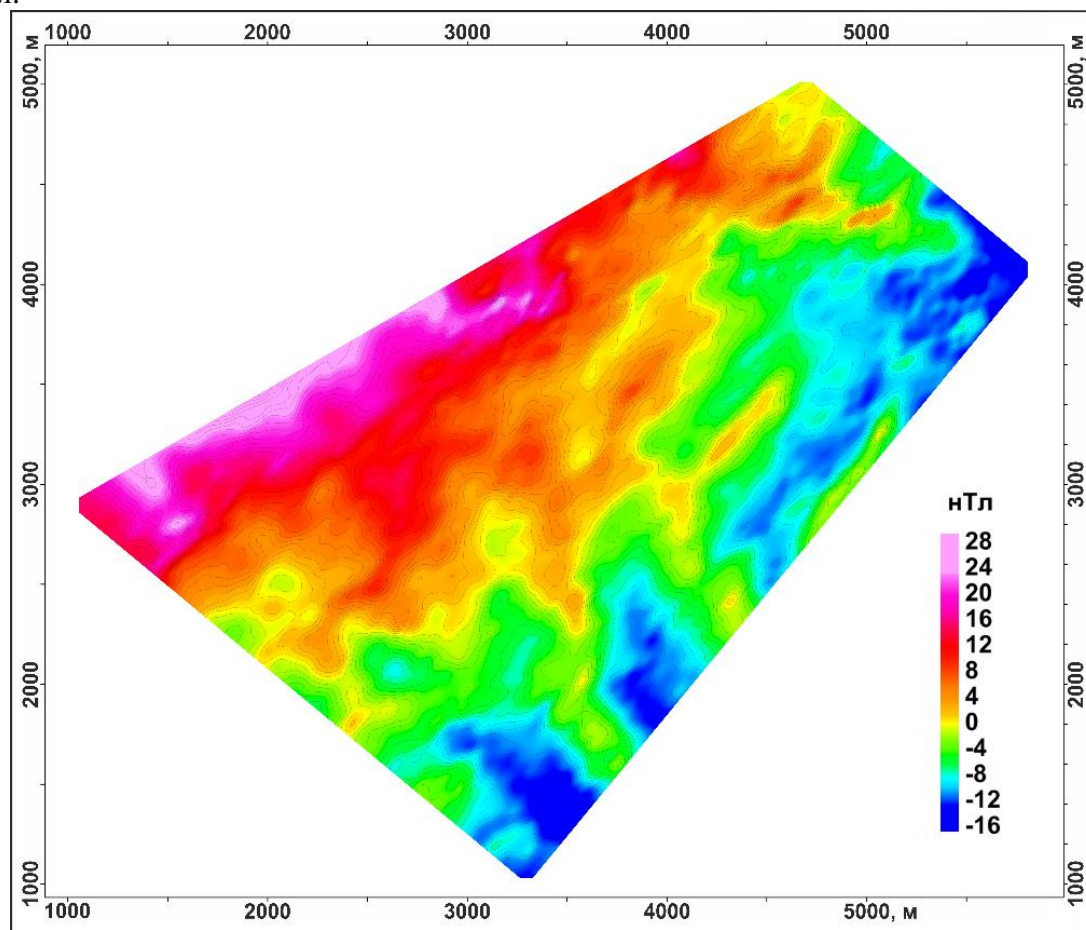


Рисунок 1. Карта аномального магнитного поля исследуемого участка.

Значения аномального магнитного поля на участке изменяются в диапазоне от -16 до +28 нТл. На основной части площади значения лежат в диапазоне от -10 до +10 нТл. Локальные аномалии на участках составляют от 2 до 8 нТл.

Следует отметить, что тип золотосеребряного оруденения на исследуемом участке - LS- эпитермальное (малосульфидное), руды такого типа, как правило, представлены в виде кварцевых жил (зоны окварцевания) или в виде тектонической брекчии (зоны дробления). В связи с тем, что жильные зоны сопровождаются изменением горных пород, промышленные объекты могут отражаться в виде локальных отрицательных аномалий магнитного поля. Вмещающими породами в районе исследований являются осадочные породы, характеризующиеся низкими значениями магнитной восприимчивости. В связи с этим аномалии от рудных зон будут иметь небольшие амплитуды (первые нТл).

Для выделения локальных особенностей аномального магнитного поля, были рассчитаны трансформанты аномального магнитного поля (полный горизонтальный градиент и вертикальная производная аномального магнитного поля). Результаты расчёта показаны на рисунке 2.

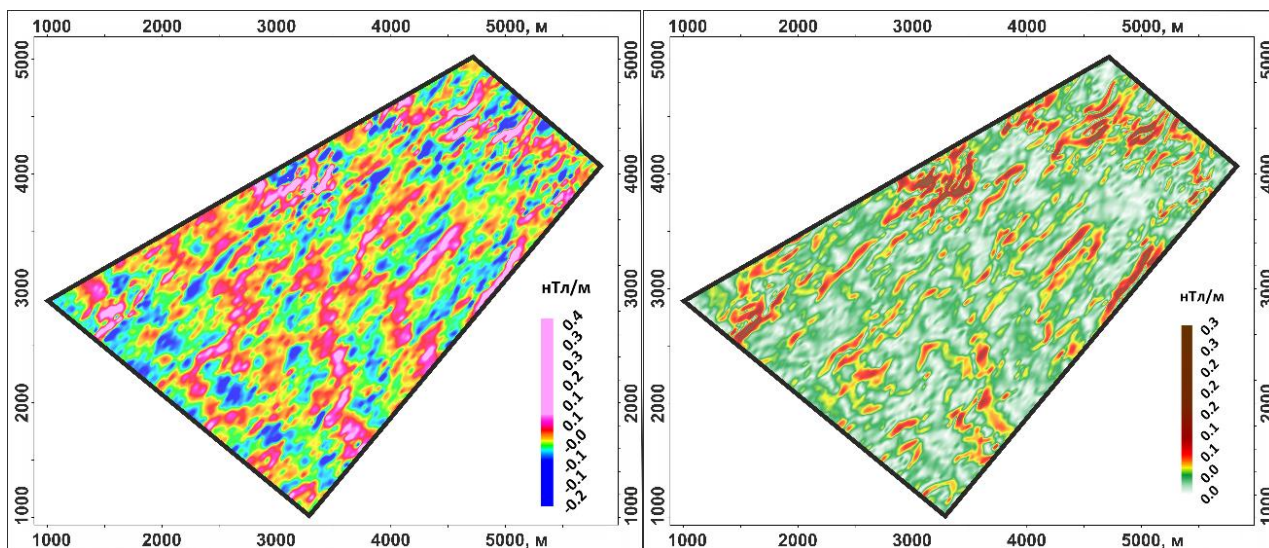


Рисунок 2. Трансформанты аномального магнитного поля исследуемого участка. Слева карта вертикальной производной, справа карта полного горизонтального градиента.

Анализ трансформант поля позволяет определить основные структурные особенности района. Наиболее важной особенностью участка являются изгибания локальных аномалий и градиента магнитного поля в форме дуплексов, характерных для районов с наличием сдвигов. Наиболее ярко формы дуплексов, образованных при правостороннем сдвиге, представлены в северной части участка. Фрагмент структурной схемы участка показана на рисунке 3. Ключевую роль при прогнозе LS-эпитремальных месторождений играют зоны растяжения «раскрытия», которые, как правило, сопровождаются отрицательными локальными аномалиями магнитного поля. Именно эту картину мы наблюдаем на рисунке 3. Благодаря наличию вблизи западного дуплекса штучных проб с содержанием золота более 1 г/т можно рекомендовать выявленные 3 локальные аномалии для буровых работ.

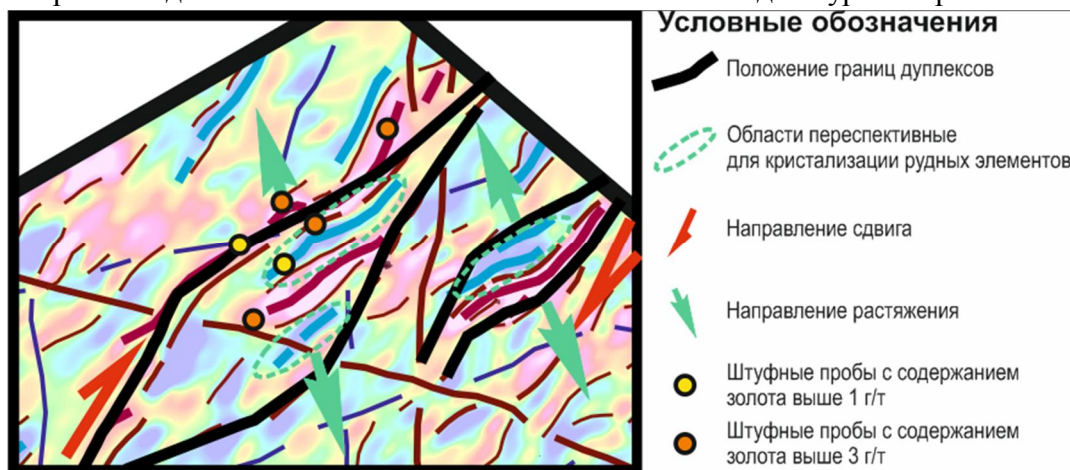


Рисунок 3. Северный фрагмент структурной схемы участка с положением двух дуплексов, образованных при правостороннем сдвиге СВ простирания.

Результаты комплексного анализа и интерпретации данных наземной магниторазведки позволяют рекомендовать положение буровых скважин в данном районе. Для того чтобы оценить можно ли это сделать с использованием магниторазведки БПЛА авторы выполнили пересчет поля вверх [2] с целью моделирования результатов магнитометрической съемки с использованием БПЛА на высоте полета 50 м. 50 метров выбрано из тех соображений, что в районе очень сложный рельеф и имеются высокие одиноко стоящие деревья. В связи с этим чтобы понизить риски аварий БПЛА сервисная компания, выполняющая съёмку с применением БПЛА, выберет именно эту высоту датчика. Результат пересчёта аномального магнитного поля на высоту 50 м представлен на рисунке 4.

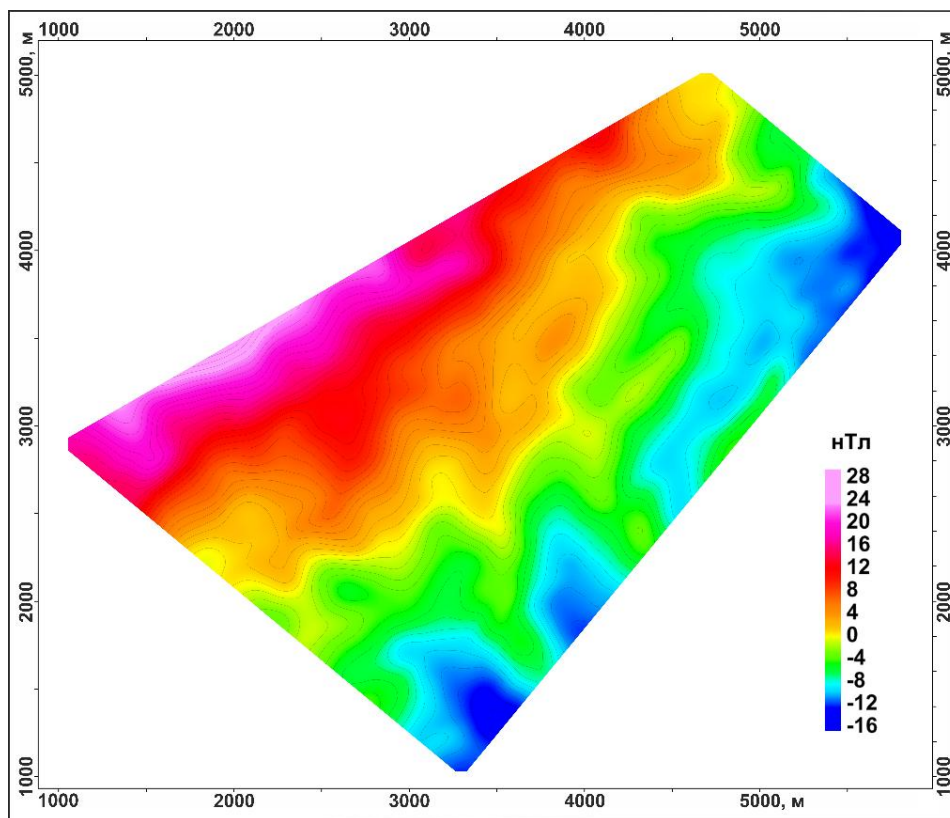


Рисунок 4. Результат пересчета поля на предполагаемую высоту датчика 50 м.

При сопоставлении результатов пешеходной съемки и пересчета поля вверх видно, что аномалии сглаживаются и становятся менее различимы. Для выделения особенностей поля, связанных с тектоническим строением участка, был произведен расчет трансформант (рис. 5).

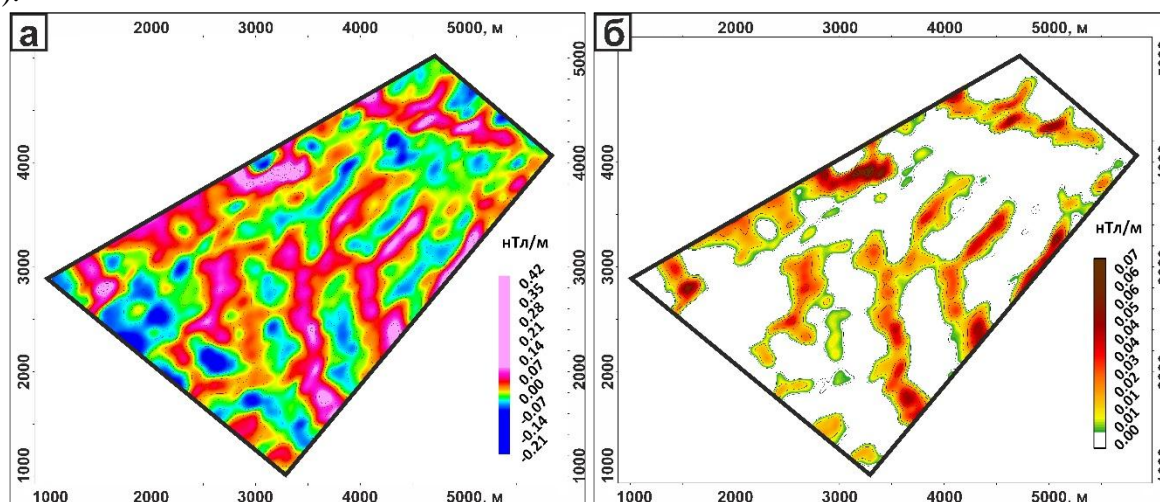


Рисунок 5. Трансформации аномального магнитного поля при пересчете поля вверх на 50 м. а – вертикальная производная аномального магнитного поля; б – полный горизонтальный градиент аномального магнитного поля.

Как видно на рисунке при пересчете поля вверх трансформанты аномального магнитного поля не несут детальной информации, по сравнению с результатами наземной магнитной съёмки. В целом, мы можем выделить лишь основные (региональные) тектонические нарушения и крупные блоки. Оценим информативность поля на высоте 50 метров в северной части участка, где удалось определить положение двух дуплексов (Рис. 6).

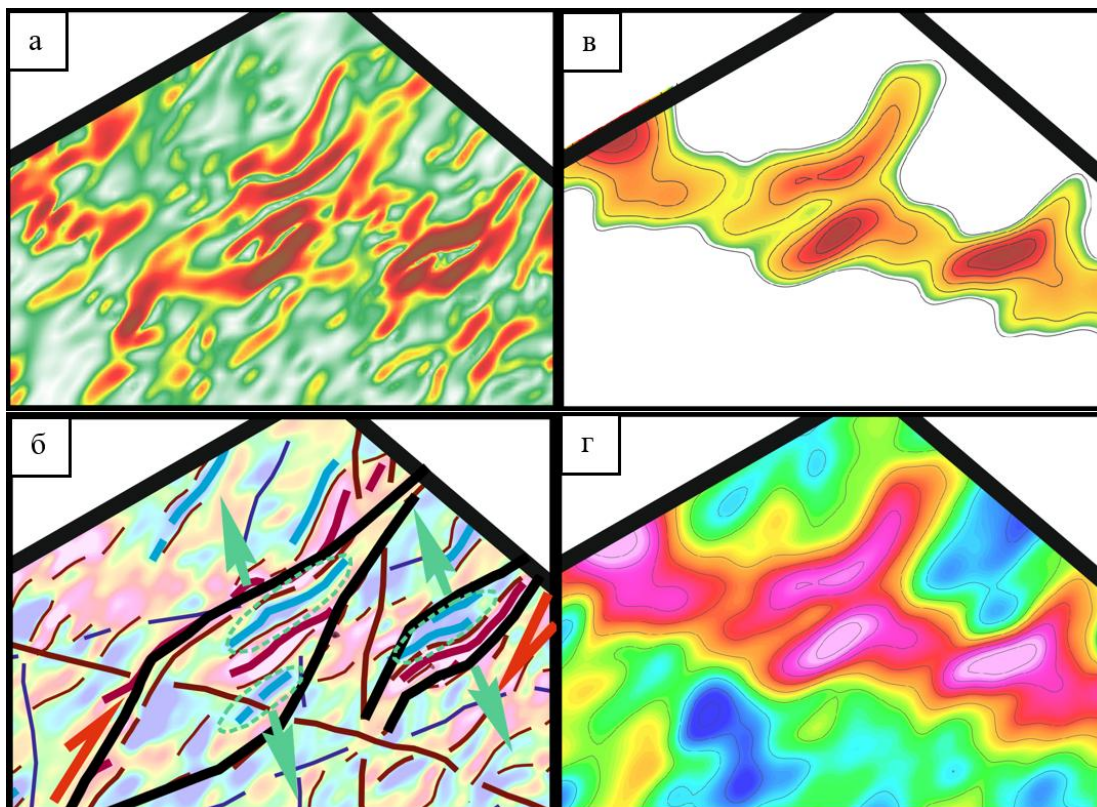


Рисунок 6. Сопоставление трансформант аномального магнитного поля на примере выделенного участка: а – градиент магнитного поля пешеходной съемки; б – вертикальная производная магнитного поля пешеходной съемки с элементами структурной схемы; в – полный горизонтальный градиент магнитного поля на высоте 50 м; г – вертикальная производная магнитного поля на высоте 50 м.

При сопоставлении рисунков видно, что при пересчете поля вверх уменьшается разрешающая способность метода. Мы не можем различить очертание дуплекса, направление сдвига и тем более определить положение локальных аномалий магнитного поля, которые могут быть связаны с рудными зонами, сопровождающимися изменением горных пород.

Заключение

На участке площадью 10 кв. км. по результатам наземной магнитной съемки масштаба 1:10 000 была построена структурная схема. Выявлены структурные признаки, характерные для наличия LS-эпитермального оруденения. Предложено положение буровых разведочных скважин для ряда перспективных областей.

При сопоставлении наземной магнитометрической съемки с результатом пересчета поля вверх на высоту 50 м (высота датчика при выполнении съемки с использованием БПЛА) было определено, что разрешающая способность магниторазведки БПЛА в исследуемом районе не позволяет провести качественный анализ с выделением детальных особенностей тектонического строения участка и выполнением прогноза золото-серебряных зон. Тем не менее, результаты БПЛА позволяют выделить крупные геологические структуры и региональные разломы.

Список литературы

1. Ermolin E, Ingerov O, Savichev A, Smirnov M / The physico-geological model of the epithermal Au-Ag deposit (Chukotka) on the basis of the integration AMT investigations. Abstract, 24th EM Induction Workshop, Helsingør, Denmark, August 12-19, 2018
2. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Федорова Н.В., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г. Теория и методы комплексной интерпретации геофизических данных. Екатеринбург: УрО РАН, 2016. – 94 с

УДК 550.380

Сопоставление результатов опытно-методических работ по магниторазведке в наземной и БПЛА технологиях

Е.Ю. Ермолин¹, Д.А. Мелешикина^{1,2}, И.А. Угрюмов³

GeophysMethod@gmail.com

1 - ООО «ДЖИ М Сервис», Санкт-Петербург

2 - Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург

3 - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация

В статье представлены результаты опытно-методических магниторазведочных работ (ОМР), проведенных осенью 2022 года на полигоне вблизи производственной базы «ДЖИ М Сервис», расположенной на севере Ленинградской области. Цель опытно-методических работ заключалась в усовершенствовании методики магнитных съемок с использованием БПЛА. В работе описаны методические особенности выполненных исследований. При выполнении съёмки с использованием измерительного комплекса «GM-MAG» с применением БПЛА удалось достичь точности съёмки 0.9 нТл. Высокая точность обусловлена использованием квантового датчика на парах цезия.

Ключевые слова: полигон для магниторазведки БПЛА, квантовый магнитометр

Summary

The article presents the results of magnetic surveying acquisition tests carried out in the autumn of 2021 at the test site near the base "GM Service", located in the north of the Leningrad region. The purpose of the experimental and methodological work was to improve the methodology of magnetic surveys using UAV. The paper describes the methodological features of the completed test studies. When performing a survey using the measuring complex "GM-MAG" using a UAV, it was possible to achieve an accuracy of 0.9 nT. High accuracy due to the use of a quantum sensor on cesium vapors.

Key words: polygon for UAV magnetic survey, quantum magnetometer.

Введение

Современная технология выполнения аэромагниторазведочных исследований на основе применения БПЛА коптерного типа набирает всё большую популярность в настоящее время. Данная технология имеет преимущество перед съёмкой с применением пилотируемой авиации самолётного типа, т.к. БПЛА коптерного типа может выполнять съёмку с детальным огибанием рельефа на малой высоте. Дополнительно БПЛА коптерного типа имеет ряд преимуществ по производительности по сравнению с наземной магнитной съёмкой, в связи с чем снижается стоимость магниторазведочных работ. В угоду низкой стоимости съёмки БПЛА заказчик готов заменить методику наземной съёмки, которая имеет большую детальность и разрешающую способность. Для ряда задач такой подход оправдан, когда поисковый объект или его структурные признаки имеют высокоамплитудные аномалии магнитного поля. Таким образом, усовершенствование методики магнитной съёмки с применением БПЛА коптерного типа является актуальным. Усовершенствование касается как измерительной части (усовершенствование имеющихся систем и создание новых систем измерения), так и методики обработки данных.

Авторы поставили перед собой ряд задач: создание измерительной системы (магнитометр + БПЛА), тестирование её на полигоне, сравнение результатов наземной магнитной съёмки и съёмки с применением БПЛА, определение перспектив развития измерительной системы.

Методика

Опытно-методические работы выполнены на полигоне вблизи производственной базы компании «ДЖИ М Сервис». Данная территория привлекательна тем, что на ней присутствует нескольких объектов, создающих аномалии магнитного поля. В частности, полигон граничит с памятником истории «ДОТ Карельского укрепрайона». Общий вид Долговременной огневой точки (ДОТ) показан на рисунке 1. ДОТ представляет из себя сложную железобетонную конструкцию с массивным стальным двутавром внутри.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Дополнительно в качестве аномалеобразующих объектов следует отметить железобетонный столб ЛЭП и засыпанную свалку бытовых отходов. Также на полигоне присутствуют малоамплитудные аномалии различной природы (валуны гранита, металлический мусор, техногенные объекты, оставшиеся после военных действий и прочее).



Рисунок 1. Общий вид ДОТа карельского укрепрайона, создающего наиболее амплитудную аномалию магнитного поля.

Для того чтобы анализировать данные магнитной съёмки, полученные с использованием БПЛА, на полигоне выполнена высокоточная наземная съёмка по сети 20 метров (расстояние между профилями) на 5 метров (расстояние между пикетами). Всего на участке было выполнено 10 профилей. Азимут профилей 70 градусов. В качестве магнитовариационной станции (МВС) использовался протонный магнитометр МИНИМАГ (производство компании «ГЕОДЕВАЙС», Санкт-Петербург). В качестве рядового измерителя использовался протонный магнитометр ММPOS-1 (производство «Лаборатория Квантовой Магнитометрии», Екатеринбург). Регистрация вариаций выполнялась с частотой дискретизации 1 Гц (период 1 секунда). На каждом рядовом пикете выполнялось от 3 до 5 измерений. Значения на пикете усреднялись. Для обработки было использовано программное обеспечение GM-MAG, разработанное компанией «ДЖИ М Сервис». По результатам контрольных наблюдений СКО составило 0.6 нТл, что позволяет отнести результаты съёмки к классу высокоточных [2].

Вторым этапом проводилась магнитная съёмка с помощью БПЛА. Использовался измерительный комплекс «GM-MAG», созданный на базе беспилотного летательного аппарата коптерного типа и квантового магнитометра с магниточувствительным датчиком на парах цезия, который позволяет измерять модуль вектора индукции магнитного поля. Общий вид магниторазведочного комплекса БПЛА «GM-MAG» показан на рисунке 2. Комплекс включает:

- магниточувствительный блок на парах цезия с оптической накачкой;
- блок регистрации;
- система GNSS навигации;
- блок питания на литиевых аккумуляторах;
- блок для предстартовой визуализации данных, подключаемый по Wi-Fi модулю;
- жёсткую систему подвески с регулируемым расстоянием между датчиком и БПЛА;



- квадрокоптер DJI профессиональной серии Matrice (300/600/1000) RTK или любой другой БПЛА-носитель, способный поднимать более 1.8 кг (общий вес измерительной системы GM-MAG).

Рисунок 2. Аэромагнитный комплекс «GM-MAG».

В качестве БПЛА для эксперимента, описанного в данной работе, использовался квадрокоптер DJI Matrice 300. Съёмка выполнялась на высоте 45 м. Опытным путём было определено, что коптер не оказывает влияния на датчик на расстоянии 5 м. Для фиксации расстояния между датчиком и блоком регистрации использовалась жесткая конструкция, изготовленная из углепластика. Съёмка выполнена за два полёта, со скоростью 5 м/с. Следует отметить, что для данного эксперимента авторы не ставили задачи высокой производительности. Т.к. система

способна регистрировать данные с частотой до 1000 Гц, то производительность съёмки ограничивается скоростью БПЛА.

Для расчёта СКО выполнено два контрольных маршрута по 6 и 8 профилю. В результате СКО съёмки составило 0.92 нТл. На рисунке 3 представлены графики модуля вектора магнитной индукции на 6 профиле.

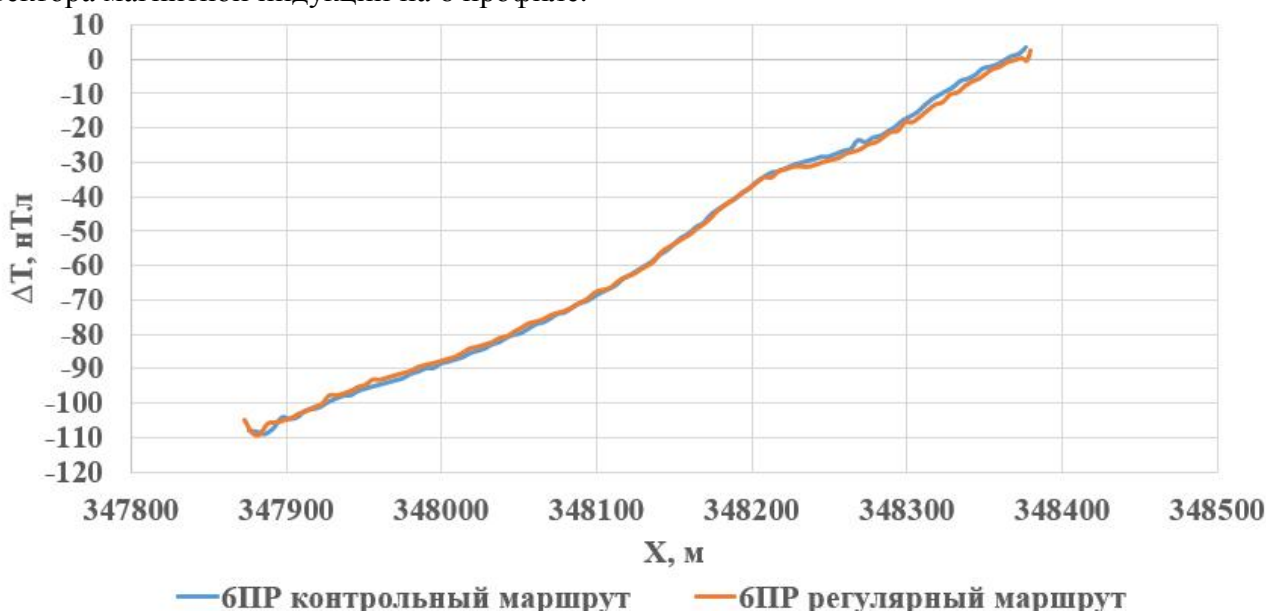


Рисунок 3. Графики ΔT контрольного и рядового маршрута вдоль 6 профиля

Анализ данных

В результате обработки данных наземной съёмки и съёмки БПЛА была получена карта аномального магнитного поля (рис. 4 а, б).

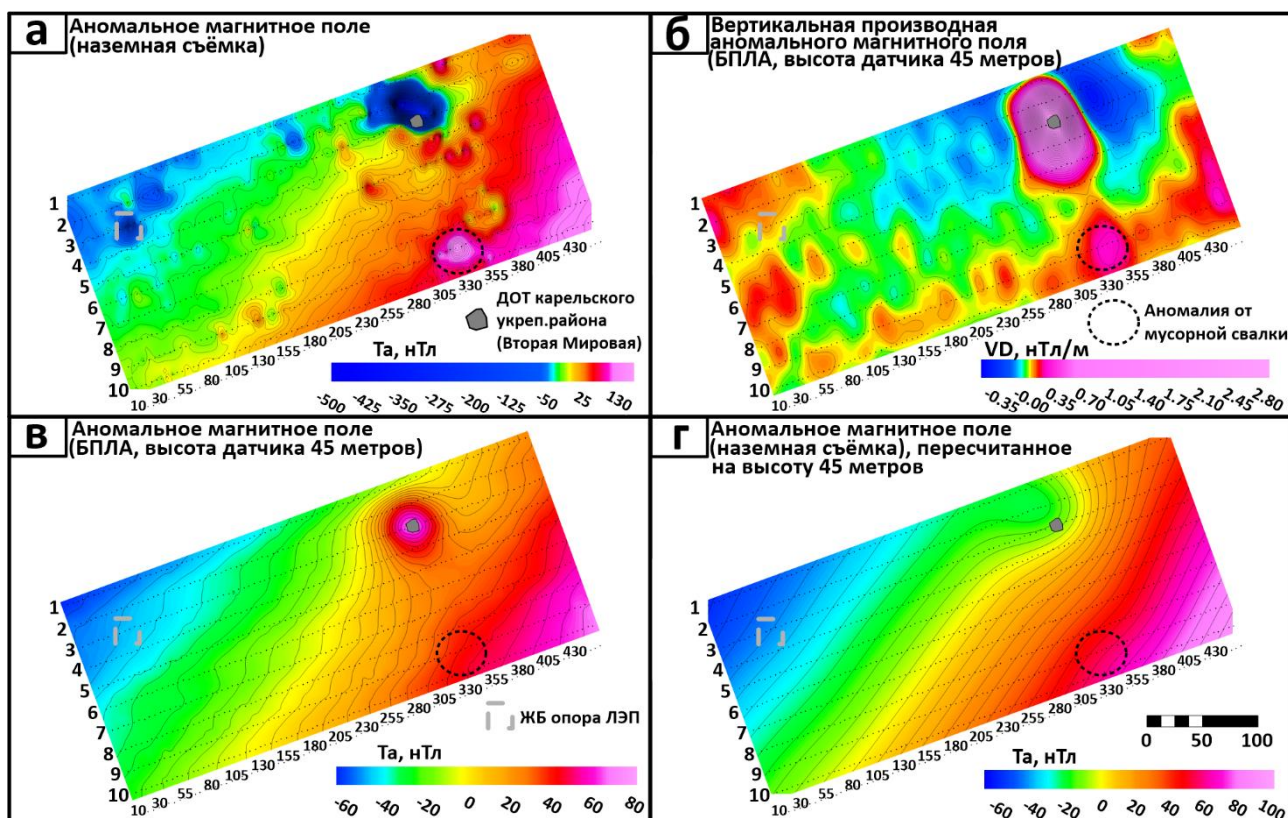


Рисунок 4. Результаты обработки данных. а – карта аномального магнитного поля (наземная съёмка), б - карта аномального магнитного поля (съёмка с применением БПЛА на высоте 45 метров), в – вертикальная производная аномального магнитного поля, полученного с использованием БПЛА, г – карта аномального магнитного поля (наземная съёмка) пересчитанная на высоту 45 метров.

При сопоставлении данных наземной съёмки и съёмки с БПЛА можно отметить более гладкий характер поля съёмки с применением беспилотника. Наземная съёмка осложнена рядом локальных аномалий шириной в первые десятки метров. Общая структура поля одинакова. Такая ситуация вполне логична т.к. наземная съёмка имеет высокую разрешающую способность и узкие аномалии в результате измерения на высоте 45 метров сглажены в отклике, полученном с использованием БПЛА. Если говорить об отражении на картах трёх наиболее контрастных объектов, то ДОТ Карельского укрепрайона ярко проявляется на обеих картах аномального магнитного поля. В то время как свалка мусора и железобетонная (ЖБ) опора линии электропередач (ЛЭП) проявляются только на результатах наземной съёмки.

Аномалия от ДОТа на карте магнитного поля, полученного с использованием БПЛА, имеет изометричную форму и максимум непосредственно над ДОТом. В то время как на результатах наземной съёмки эта аномалия является биполярной и оценить положение ДОТа можно при помощи алгоритмов экспресс интерпретации Логачёва-Захарова [1].

Для качественной оценки положения локальных аномалеобразующих объектов авторы использовали трансформацию магнитного поля – вертикальную производную. Карта вертикальной производной результатов съёмки БПЛА показана на рисунке 4в. На этой карте мы можем определить положение ещё одного аномалеобразующего объекта, ярко проявляющегося в результатах наземной съёмки – присыпанной мусорной свалки. Тем не менее аномалию от ЖБ опоры ЛЭП выявить по результатам съёмки БПЛА не удастся. Таким образом, выбирая методику съёмки БПЛА, приходится в угоду производительности работ отказываться от детальности и разрешающей способности, которые достигаются при выполнении наземной магнитной съёмки.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Следует напомнить, что мы всегда можем рассчитать поле на уровень полёта квадрокоптера с использованием алгоритмов пересчёта потенциальных полей в верхнее полупространство [3]. Эта процедура однозначна и наряду с другими методиками регулярно применяется при анализе данных потенциальных полей для расчёта региональной составляющей и подавления помех от приповерхностных локальных аномалий. Авторы применили процедуру пересчёта результатов наземной магнитной съёмки на высоту полёта квадрокоптера (45 метров). Результат показан на рисунке 4г. Можно увидеть, что пересчет наземной съёмки в верхнее полупространство в целом подобен результату съёмки с использованием БПЛА, однако аномалия от ДОТа практически исчезает с карты. Такую ситуацию можно объяснить тем, что алгоритмы пересчета не всегда корректно работают с модулем вектора магнитной индукции. На участках, где модуль вектора магнитной индукции близок к вертикальной компоненте поля Z пересчет более корректен. В случае аномалии от ДОТа, пересчет оказывается некорректным, т.к. поле резко неоднородно и направление вектора магнитной индукции сильно отклоняется от вертикали. В этом случае целесообразно использование векторного (трёхкомпонентного) магнитометра.

Выводы

Выполненные опытно методические работы позволяют сделать следующие выводы:

Использование квантового датчика на парах цезия в составе измерительного комплекса «GM-MAG» позволяет проводить высокоточные магнитные съёмки с применением БПЛА достигая погрешности ниже 1 нТл.

Выбирая производительность методики БПЛА приходится отказываться от высокой разрешающей способности, которую можно достичь с применением наземной магнитной съёмки.

Полигон для испытаний геофизической аппаратуры вблизи производственной базы «ДЖИ М Сервис» является весьма удачным местом для испытания методик магнитной съёмки с использованием БПЛА. На полигоне отмечается несколько ярких аномалий магнитного поля и общий горизонтальный градиент аномального магнитного поля составляет 150 нТл на 400 метров.

Обнаружено, что аномалия от ДОТа карельского укрепрайона имеет уникальную структуру поля. Пересчёт поля в верхнее полупространство не позволил получить аномалию, аналогичную измеренной на высоте 45 метров. Высказано предположение, что алгоритм пересчёта поля вверх плохо работает с параметром ΔT и для более правильного пересчёта необходимо измерять полный вектор с использованием 3-х компонентной системы измерений.

Список литературы

1. Захаров В.П., Логачев А.А. Магниторазведка // Недра, Ленинград, 1979 г., 351 с.
2. Инструкция по магниторазведке/ Мин-во геологии СССР. – Л.: Недра, 1981.
3. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Федорова Н.В., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г. Теория и методы комплексной интерпретации геофизических данных. Екатеринбург: УрО РАН, 2016. – 94 с.

Оптимизация наземной геофизики для поиска кварцевых золотоносных жил в республике Саха (Якутия)

Е.Ю. Ермолин¹, А.В. Мельников¹, Г.К. Григорьев^{1,2}

geophysmethod@gmail.com

1 - ООО «ДЖИ М Сервис», Санкт-Петербург

2 - Санкт-Петербургский горный университет

Summary

A successful example of the discovery of an industrial gold-silver quartz vein zone in Yakutia was presented in the article. The studies were completed on a small area in a short time within a small budget. The cost-effectiveness of the work was achieved through the use of optimal field methods and a versatile approach to interpreting materials. The forecast based on the results of geophysical work was confirmed by drilling.

Key words: gold-silver quartz veins, formal forecast, magnetotelluric, gravity and magnetic exploration, formal forecast, neural networks.

Введение

Работа посвящена оптимизации геофизических исследований при поисках на небольших площадях. Тема данной работы актуальна, поскольку помимо крупных золотодобывающих корпораций на территории России на данный момент существуют и относительно малые предприятия, занимающиеся добычей золота. Как правило, эти компании ведут свою деятельность на небольших лицензионных участках, площадь которых исчисляется первыми квадратными километрами. Бюджеты на проведение геологоразведочных работ у них ограничены. В этом случае адекватный подход к оптимизации работ позволит привлечь новые технологии и повысить шансы для заказчика найти месторождение. Вся идея оптимизации заключается в том, чтобы разделить полевые работы на две стадии и на промежуточном этапе интерпретации применить алгоритмы машинного обучения в дополнение к стандартным технологиям анализа и интерпретации данных.

Авторы не рассматривают свою работу как уникальный случай применения новых технологий, а лишь представляют оптимальное их использование с целью минимизации затрат на нахождение промышленных объектов.

Первая часть оптимизации заключается в том, что в осенне-весенние периоды сервисные геофизические компании имеют малую нагрузку, в этом случае стоимость работ для ряда методов, которые можно применять в зимний период, будет минимальной. После получения данных на первом этапе можно оптимально спланировать второй этап работ на летний период.

Зимой 2021 года перед авторами была поставлена задача выполнить поиск золотоносных кварцевых жил на участке площадью 2 квадратных километра в республике Саха (Якутия). Поисковым объектом в этой области являются так называемые рудные столбы, представляющие собой кварцево-жильные тела, образованные вдоль зоны надвига, имеющей СВ падение под углом от 40 до 70 градусов. Таким образом, целью работ было картирование зоны надвига, определение особенностей проявления в геофизических полях рудных столбов (на основании работ на эталонном объекте), дать прогноз положения рудных столбов в пределах закартированной зоны надвига, назначить детальные работы на участках, в пределах которых наиболее вероятно нахождение рудных столбов, предложить положение буровых скважин.

Методика работ

Было предложено разбить исследования на 2 этапа.

Первый этап предполагалось выполнить в ранневесенний период с использованием наземной магниторазведки и гравиразведки.

По результатам интерпретации первого этапа планировалось назначить ограниченное количество электроразведочных профилей с применением методов

аудиомагнитотеллуческого зондирования, магнитовариационного профилирования (АМТ-МВП) [1, 3, 4] и электротомографии с измерением вызванной поляризации (ЭТ-ВП) [2].

Полевые работы методом наземной магнитной и гравиметрической съёмки были выполнены в краткие сроки (со 2 марта по 5 апреля 2021 года включая мобилизацию и демобилизацию команды из г. Санкт-Петербург) тремя сотрудниками сервисной геолого-геофизической компании ООО «ДЖИ М Сервис». Съёмка проводилась на эталонном объекте и на поисковом участке.

Магниторазведочные исследования на поисковом участке выполнены по сети с расстоянием между пикетами – 5 метров и расстоянием между профилями – 25 метров. В качестве рядовых измерителей и магнитовариационной станции (МВС) использовались четыре магнитометра ММРОС-1. На рисунке 1 показана итоговая карта аномального магнитного поля для эталонного (слева) и поискового участка (справа). Объём наземной магнитной съёмки составил 112 погонных километров. Точность съёмки составила 0.7 нТл.

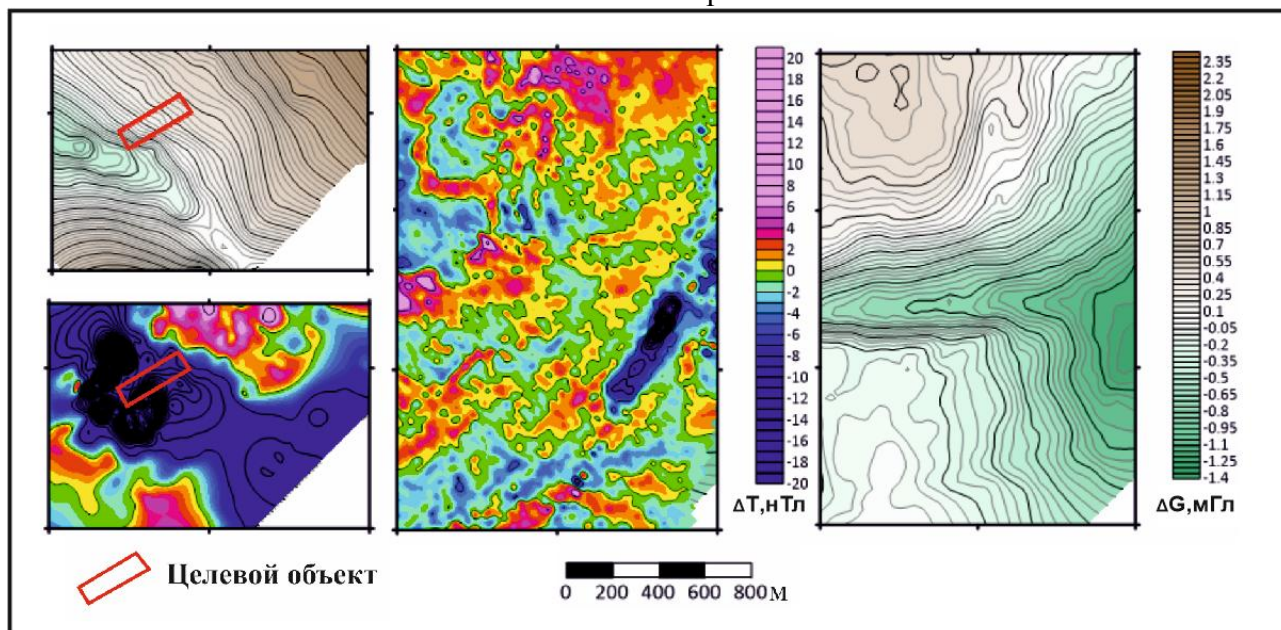


Рисунок 1. Карта аномального магнитного и гравитационного поля эталонного объекта (слева) и поискового участка (справа).

Наземные гравиметрические наблюдения также выполнялись на двух участках. На поисковом участке съёмка была выполнена по сети 50 метров на 50 метров (расстояние между пикетами – 50 метров, расстояние между профилями – 50 метров). На эталонном участке с целью покрытия большей площади на периферии от рудного столба сеть была разрежена до 200 метров. Общее количество физических наблюдений (ф.н.) гравиметрической съёмки составляет 1092 ф.н.

Работы выполнялись с использованием автоматического микропроцессорного гравиметра CG-5 Autograv, разработанного канадской компанией Scintrex Ltd. В ходе съёмки на каждом рядовом гравиметрическом пункте производились 3 (три) цикла измерений продолжительностью по 30 секунд каждый. Все 3 значения на рядовом пункте не отличались более чем на 15 мкГал. На опорном гравиметрическом пункте производились от 6 до 9 циклов измерений продолжительностью по 30 секунд. Значения на опорном пункте не отличались более чем на 10 мкГал. Каждый маршрут начинался и заканчивался измерениями на ОГП. Контроль измерений осуществлялся путём выполнения повторных измерений на рядовых гравиметрических пунктах, на которых ранее уже были сделаны измерения в предыдущие дни. Среднеквадратическое отклонение составило 0.012 мГал.

Топогеодезическое обеспечение (привязка точек наблюдений) осуществлялось при помощи дифференциальной спутниковой системы Spectra Precision ProMark. Для обеспечения дифференциального режима использовались три GPS-устройства: одно в

качестве базовой станций для определения поправок, ещё два использовались для измерений на рядовых пикетах. Базовая станция устанавливалась на закреплённых на местности точках с известными заранее координатами. Поправки вводились после считывания данных с обоих устройств. Точность определения вертикальной координаты составила 1.3 см.

Анализ и интерпретация данных

Для анализа данных использовались трансформации аномального магнитного поля и аномального гравитационного поля в редукции Буге (далее по тексту «гравитационного поля»). Для количественной интерпретации использовались только данные гравиразведки ввиду очень малых амплитуд локальных аномалий магнитного поля (до 3-4 нТл). 3D инверсия данных гравиразведки выполнена для поискового участка. В качестве итоговой структурной схемы использовались результаты линеаментного анализа (Рис.2).

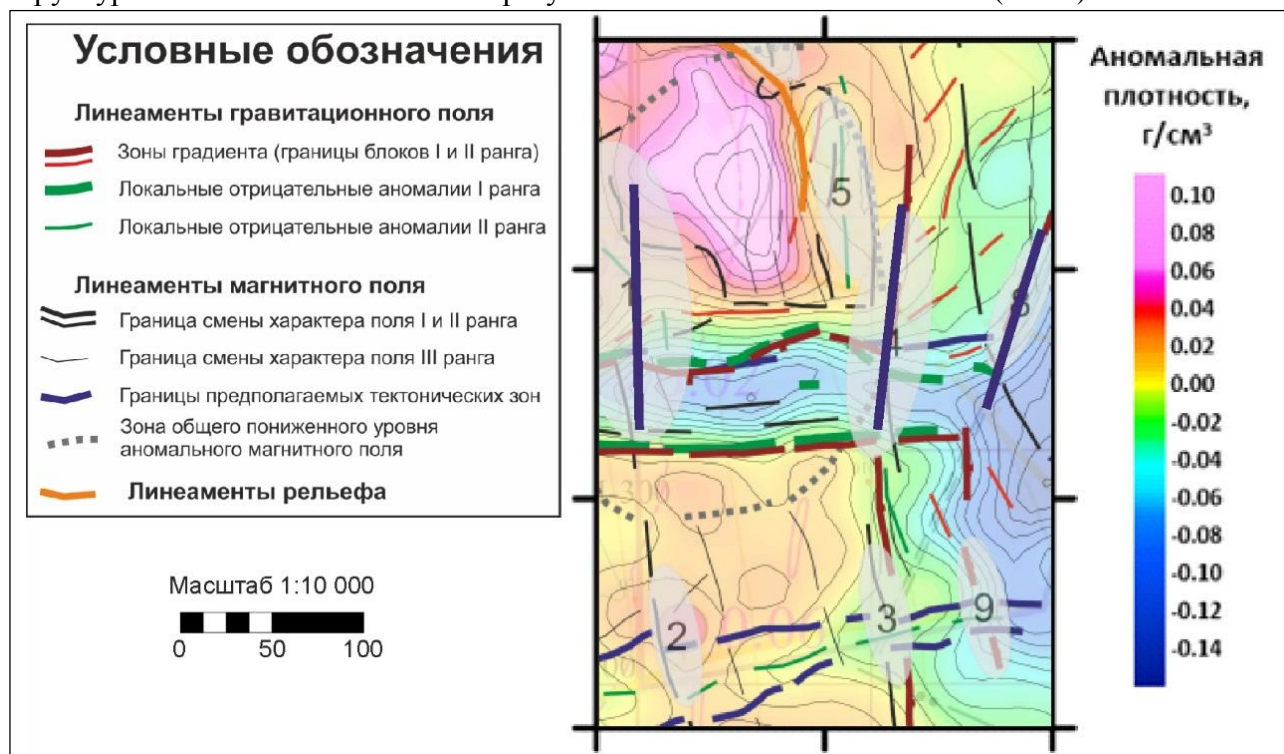


Рисунок 2. Структурная схема поискового участка по результатам линеаментного анализа

На этом этапе оптимизация заключается в том, чтобы без увеличения стоимости интерпретации повысить контроль прогноза. Дело в том, что интерпретация в ряде случаев может быть субъективной и зависит от опыта и навыков интерпретатора. Для контроля был применён алгоритм формализованного геологического прогноза методом машинного обучения с использованием нейронных сетей (рис.3) за авторством Григорьева Г.К.

В данном алгоритме входными данными является набор матриц геофизических полей и их трансформанты, приведённых к одинаковым координатам и шагу сетки. Как следствие, на вход сети подаётся массив размером $a \times a \times n$, где a — размер скользящего окна, n — количество входных матриц.

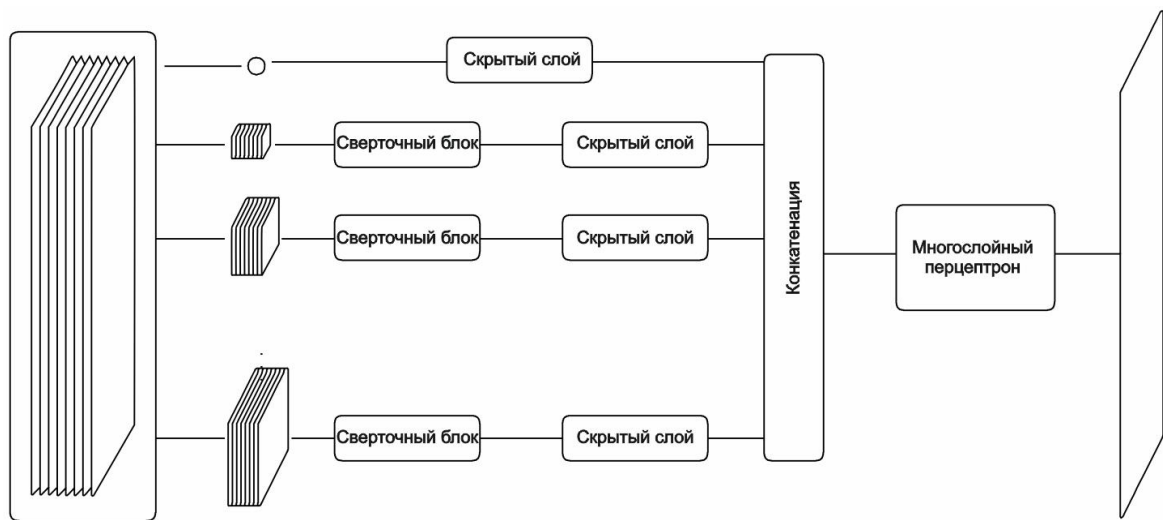


Рисунок 3. Блок-схема архитектуры нейронной сети.

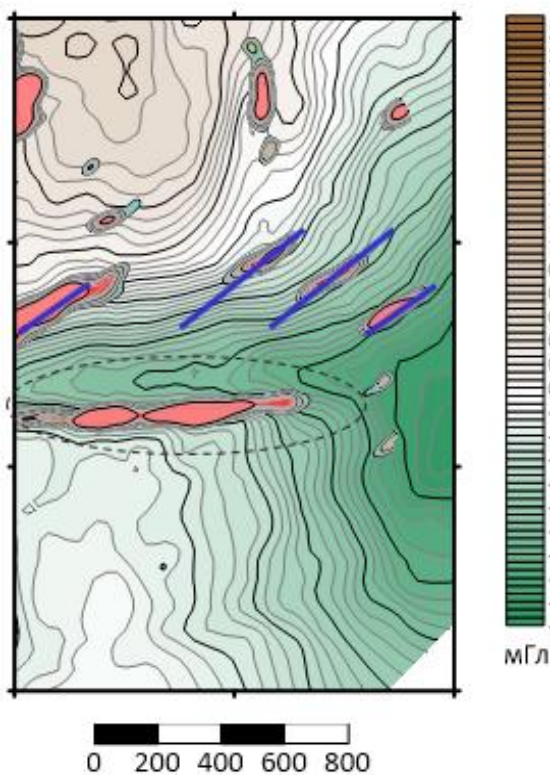


Рисунок 4. Результаты формализованного прогноза

Данные входного окна параллельно подаются на различные свёрточные блоки, где обрезаются до различных размеров и усредняются. Затем в скрытых блоках формируются наборы последовательных дискретных фильтров (ядра свёртки), формируя тем самым различные зависимости для каждого масштаба. Данный подход позволяет учитывать морфологию входных признаков для аномалий различного масштаба. Параллельно данные признаков из центральной точки окна обрабатываются на отдельном перцептрон, добавляя зависимость для учёта точечных данных.

Выходные данные вышеописанных блоков сети подаются на единый многослойный перцептрон, который находит общую для них зависимость и имеет одно выходное значение от 0 до 1.

В результате севернее явного надвига мы обнаружили зоны, которые по структурным признакам более схожи с известным объектом (Рис.4). (синие линии). На рисунке 4 пунктирным овалом обозначена предполагаемая зона надвига, розовыми контурами выделены

зоны со степенью схожести с эталонным объектом более 0.8.

По окончании первого этапа, в рамках оставшегося бюджета мы наметили и выполнили профиль электроразведочных работ. Это была комбинация методов аудиоманнитотеллурического зондирования, магнитовариационного профилирования, метода сопротивлений и вызванной поляризации. Магнитотеллурические исследования выполнялись с использованием аппаратуры канадской компании Phoenix Geophysics. Работы методом сопротивлений и вызванной поляризации выполнены по методике вертикального электрического зондирования с разносами $AB/2$ до 300 метров. Использовался генератор Астра 100 и измеритель MARY SMART производства компании Северо-Запад (Москва). Положение профиля показано на рисунке 5А.

Результаты

В результате совместной 2D инверсии данных АМТ, метода сопротивлений и вызванной поляризации был получен геоэлектрический разрез с явно выраженной зоной повышенного сопротивления (Рис. 5Б). Мы рекомендовали эту зону для заверки бурением. В начале 2022 года в этой перспективной области были проведены буровые работы, по результатам которых найдена кварцево-жильная зона с промышленными содержаниями золота.

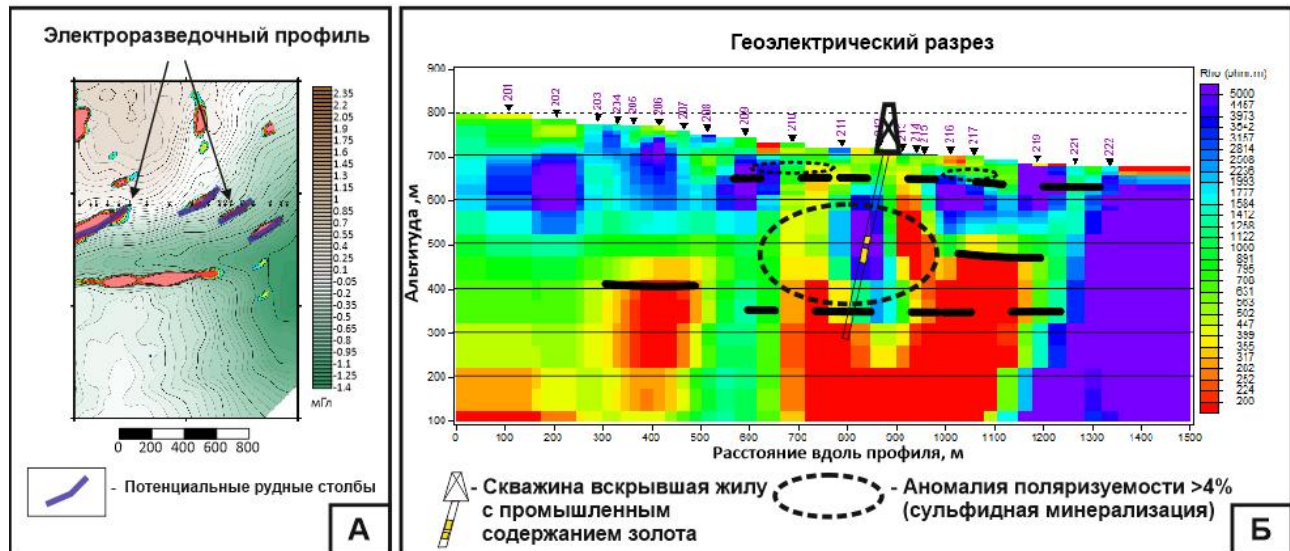


Рисунок 5. А - Намеченный профиль по результатам первого этапа работ (слева). Б - геоэлектрический разрез с фактическим расположением заверочной скважины.

Заключение

В труднодоступном районе России (республика Саха) в краткие сроки сервисной геолого-геофизической компанией «Джи М Сервис» выполнен комплекс геофизических исследований на небольшом лицензионном участке. Работы включали наземную магниторазведку, гравиразведку, аудиоманнитотеллурическое зондирования, магнитовариационное профилирование, метод сопротивлений и вызванной поляризации. Особенностью интерпретации данных было применение метода формализованного прогноза. Результат демонстрирует ситуацию, когда грамотный подход к оптимизации проведения полевых работ и интерпретации данных позволил успешно решить задачу за малый бюджет. По прогнозу геофизических данных была пробурена скважина, которая вскрыла кварцево-жильную зону с промышленным содержанием золота.

Библиография

1. Berdichevsky, M.N. and Dmitriev, V.I. [2008] Models and methods of magnetotellurics. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg
2. Ermolin, E., Kulikov, V., Melnikov, A., Asoskov, A. [2020] Features of experimental-methodical electrical exploration studies at the MSU training area (Aleksandrovka village). Engineering and Mining Geophysics 2020 - 16th Conference and Exhibition (Abstract)
3. Ermolin, E., Savichev, A. and Ingerov, I. [2016] Additional exploration of gold deposit in Chukotka by AMT and MVP. Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, SAGEEP (Abstract)
4. Ermolin, E., Ingerov, O. and Savichev, A. [2018] Integration of the AMT in Ls-epithermal Au-Ag Veins exploration in Chukotka region. Engineering and Mining Geophysics 2018 - 14th Conference and Exhibition (Abstract)

УДК 550.837

Использование CSAMT для получения данных в мертвом диапазоне АМТЗ на примере эксперимента на полигоне Гранит

Е.Ю. Ермолин¹, А.А. Шлыков², Д.В. Сапунов¹, Д.Е. Ушаков³

geophysmethod@gmail.com

1 - ООО «ДЖИ М Сервис», Санкт-Петербург

2 - Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

3 – Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург

SUMMARY

In this study presents the results of experimental and methodological work of audiomagnetotellurics sounding (AMTS) and controlled source AMT (CSAMT) and the resistivity method. The results of the three geoelectric prospecting VES, AMT and CSAMT do not contradict each other and the geoelectric structure of the area. At frequencies above 600 Hz, measurements in the field of a controlled source provide reliable unbiased estimates of the impedance corresponding to the far field, which can be used to correct AMT curves and directly for inversion by standard programs for a plane wave without restrictions on model dimensions. The technique worked out by the authors opens up wide opportunities for its application in the northern regions, where, due to a weak signal in the dead band, the efficiency of AMTS is low.

Key words: controlled source audiomagnetotellurics, dead band

ВВЕДЕНИЕ

Современное развитие технологий позволяет эффективно организовывать геологоразведочные работы используя геофизические методы. Одной из эффективных геофизических электроразведочных технологий являются методы магнитотеллурического зондирования [1] и магнитовариационного профилирования [2], которые основаны на изучении естественного переменного электромагнитного поля Земли. Методы несут информацию об электропроводности геологической среды в диапазонах глубин от нескольких десятков метров до тысяч километров. Глубинность

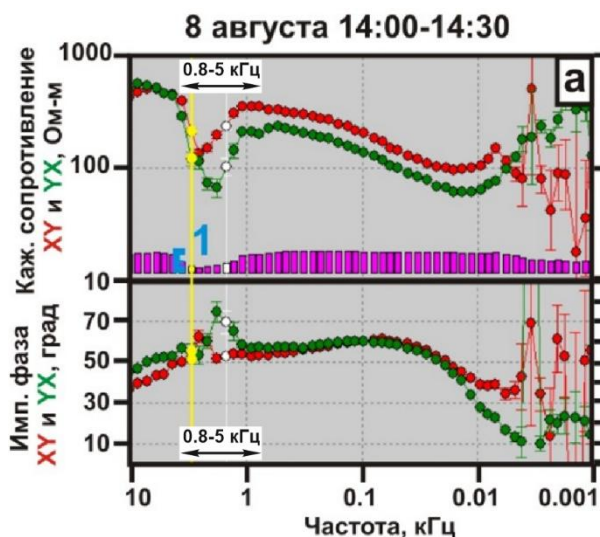


Рисунок 1. Пример плохого качества данных АМТЗ в мёртвом частотном диапазоне (от 800 до 500 Гц) [5, модифицировано]

исследования зависит от диапазона регистрируемых частот. Высоочастотные составляющие естественного поля отражают свойства приповерхностных объектов, низкочастотные, в свою очередь, глубинных.

При изучении разреза до нескольких километров, как правило, применяется высокочастотная модификация магнитотеллурического метода – аудиоманнитотеллурическое зондирование (АМТЗ), в которой исследования выполняются на частотах от 1 Гц до 50 000 Гц в зависимости от характеристик используемых магнитных датчиков. Одной из самых острых проблем при регистрации сигнала в диапазоне АМТЗ является минимум в интервале частот от 800 до 5000 Гц. Этот частотный диапазон принято называть «мёртвым частотным диапазоном» («Dead band» в иностранной литературе) [3]. Наиболее остро проблема регистрации в Dead band стоит при решении задач в северных широтах, так как сигнал на севере становится ещё ниже [5]. Пример кривой АМТЗ, измеренной в дневное время на севере Чукотской АО показан на рисунке 1. Видно, что кривая имеет плохое качество в мёртвом частотном диапазоне АМТЗ. Из-за помех в магнитных каналах значения на кривой как будто проваливаются, поэтому мёртвый частотный диапазон АМТЗ ещё называют

«теллурической ямой». В то же время частотный диапазон от 800 до 5000 Гц несёт наиболее важную информацию о разрезе при решении большинства рудных задач. При применении метода АМТЗ в северных широтах, измерения приходится проводить ночью, т.к. в ночное время естественный сигнал выше. В результате производительность работ существенно снижается, т.к. в этом случае одним комплектом аппаратуры можно измерить только одну точку за одни сутки.

Одним из вариантов решения проблемы мертвого частотного диапазона АМТ является применение технологии АМТ с контролируемым источником (в иностранной литературе и далее в статье обозначается как controlled source audiomagnetotellurics или CSAMT). Чтобы перекрыть частотный диапазон от 800 Гц не нужен очень мощный генератор и не нужно устанавливать генераторную линию на большом расстоянии. Методика CSAMT уже описана в ряде классических работ [4] и активно применяется для радиоманнитотеллурического диапазона в России [6,7].

Авторы поставили перед собой цель освоить метод CSAMT с целью перекрытия частотного диапазона от 800 до 5000 Гц, отработать методику полевых работ и обработки данных с имеющейся в распоряжении аппаратурой и программным обеспечением. Сопоставить результаты с имеющимися данными геологического строения и измерениями на постоянном токе.

МЕТОДИКА



Рисунок 2. Положение посёлка Гранит (а) и схема расположения генераторной и измерительной установок (б)

Полевые опытно-методические работы АМТ/CSAMT выполнялась на полигоне вблизи производственной базы ООО «ДЖИ М Сервис» в ДНП «Гранит». Схема измерения показана на рисунке 2. В посёлке Elizavetinka в советское время была пробурена гидрогеологическая скважина глубиной 435 м и вскрывшая породы кристаллического фундамента на глубине 220 м. В месте, где выполнялись измерения АМТЗ/CSAMT (фиолетовый крест на рисунке 2б) в рамках эксперимента было выполнено вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ) до разности 550 метров, что позволило выйти на восходящую асимптоту и оценить глубину кровли пород кристаллического

фундамента. Литологическая колонка по скважине в посёлке Elizavetinka, результаты полевых измерений ВЭЗ и 1D интерпретации ВЭЗ показаны на рисунке 3. Судя по рисунку 3а и общей информации о геологическом строении Ленинградской области, район представлен горизонтально слоистым разрезом осадочных пород, которые залегают на высокоомных гнейсах фундамента. Как показано на рисунке 3б, на результатах 1D инверсии данных метода сопротивлений разрез описывается 4-х слойной моделью.

Полевые измерения ВЭЗ, АМТ/CSAMT выполнены в одной точке (фиолетовый крест с подписью измеритель на рисунке 2б). Полевые измерения АМТ выполнялись с измерением пяти компонент электромагнитного поля. В качестве измерителей были использованы станции NORD (ООО «Северо-Запад»), для регистрации компонент магнитного поля использовались датчики IMS 15 (ООО «Вега», ООО «Северо-Запад»), обеспечивающие работу в частотном диапазоне от 0.0001 Гц до 10 кГц. Запись электрических компонент поля производилась с помощью неполяризуемых графитовых электродов NW-4 (ООО «Северо-Запад»).

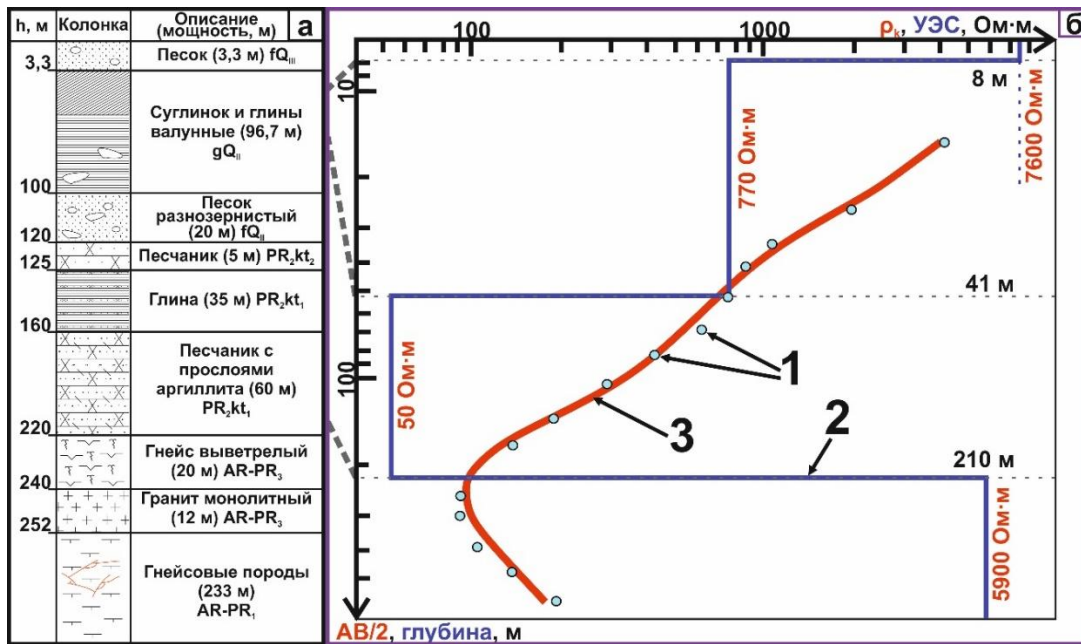


Рисунок 3. а – литологическая колонка по скважине, расположенной в посёлке Елизаветинка; б – результаты ВЭС: 1 – полевые данные; 2 подобранная 1D модель; 3 – теоретическая кривая ВЭС, рассчитанная от 1D модели.

Работы выполнены с использованием крестообразной установки с центральным электродом. Длина каждой электрической линии составляла 50 м (2 плеча по 25 м). Направление x параллельно направлению ГЭД. Индукционные датчики (два горизонтальных, один вертикальный) закапывались в землю. Электроды заземлялись в ямах глубиной 0.2–0.3 м в увлажненной солёной водой грязевой смеси.

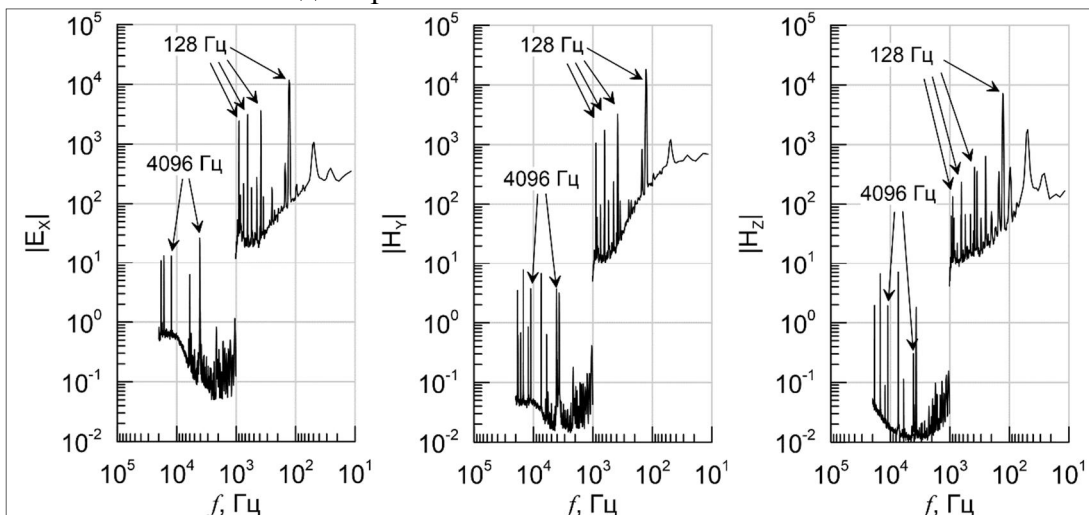


Рисунок 4. Пример амплитудных спектров сигнала генератора на частотах 128 и 4096 Гц для различных компонент электромагнитного поля.

В качестве источника для метода CSAMT использовался горизонтальный электрический диполь. В качестве одного из электродов использовалось промышленное заземление для зданий (штырь из нержавеющей стали диаметром 14 мм, длиной 7 м), второй был организован с использованием 24-х титановых штырей длиной 1 м, диаметром 14 мм. В качестве генераторной линии использовался ГППП с сечением 4 мм. Это позволило достичь сопротивления заземления менее 20 Ом. Длина питающей линии составила 820 метров. Измерения выполнялись в экваторе заземленного провода на расстоянии 1070 метров от него. Для создания переменного тока применялся генератор GTS-1 [6], мощностью 1 кВт. Измерения проводились на частотах тока 128, 256, 512, 1024, 2048, 4096 и 8192 Гц. Сила тока

составила 1.2 А. На каждой частоте измерения длились в течении 30 секунд. Так как сигнал генератора имеет форму прямоугольного меандра, кроме основной частоты тока в обработке использовались так же нечетные субгармоники (3-я, 5-я, 7-я). Обработка данных CSAMT выполнялась в программе EMP (автор Шлыков А.А.). На рисунке 4 показаны амплитудные спектры сигнала CSAMT. На рисунке видно, что на каждой из использованных частот сигнал генератора превосходит шум по амплитуде не менее чем на порядок, что позволяет уверенно принимать результаты измерений за несмещенные некоррелируемым шумом оценки импеданса.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате измерений были получены кривые зондирования методами АМТ и CSAMT, изображённые на рисунке 5. Можно отметить больший разброс точек на кривых АМТ по сравнению с данными CSAMT. В последнем случае разброс вовсе отсутствует. На частотах выше 600 Гц кривые, полученные разными методами, практически совпадают. В особенности это справедливо для фазовой кривой. Некоторое отличие амплитудной кривой АМТ от кривой CSAMT на частотах выше 600 Гц можно объяснить существенным влиянием шума в электрических каналах на естественные поля, смещающим оценку амплитуды импеданса вверх. На более низких частотах кривые АМТ и CSAMT значительно расходятся: кривая кажущегося сопротивления имеет резкий минимум и начинает свою восходящую ветвь, соответствующую промежуточной и ближней зонам [4] заземленного провода, а фазовая кривая по тем же причинам довольно резко стремится к нулю. Тем не менее, на частотах выше 600 Гц и, в данном случае, до 10 кГц измерения в поле контролируемого источника позволяют иметь надежные несмещенные оценки импеданса, соответствующего дальней зоне, которые можно использовать для коррекции кривых АМТ и напрямую для инверсии стандартными программами для плоской волны без ограничений по размерности модели.

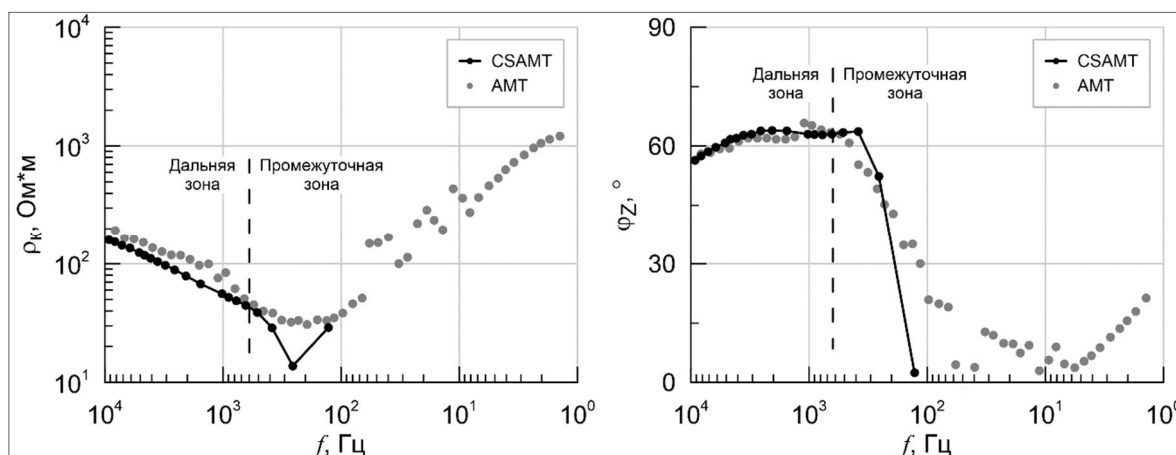


Рисунок 5. Кривые зондирования по компоненте импеданса $Z_{ХУ}$, полученные на естественных полях (АМТ) и в поле заземленного провода (CSAMT).

Для сравнения результатов зондирований методом ВЭЗ и CSAMT была выполнена классическая одномерная инверсия обоих наборов данных с использованием программы CS1D [7]. При этом инверсия выполнялась по принципу нахождения стабильного решения при минимальном количестве геоэлектрических слоёв. В данном случае для достижения невязки менее 1.5% достаточно 4-х слоёв. При инверсии данных CSAMT учитывалось взаимное расположение генераторной линии и точки измерения и эффект промежуточной зоны. Полученные модели и соответствующие рассчитанные кривые зондирования вместе с полевыми данными показаны на рисунке 6. На рисунке хорошо видно, что полученные модели вполне хорошо согласуются между собой. Несколько более высокое сопротивление верхних слоёв модели, полученной по ВЭЗ относительно результатов CSAMT объясняется более высокой чувствительностью постоянного тока к высокоомным частям разреза и

отсутствием высокочастотной части кривой CSAMT (выше 10 кГц). Тем не менее, относительная погрешность подбора в обоих случаях не превышает 1.5 % (RMS).

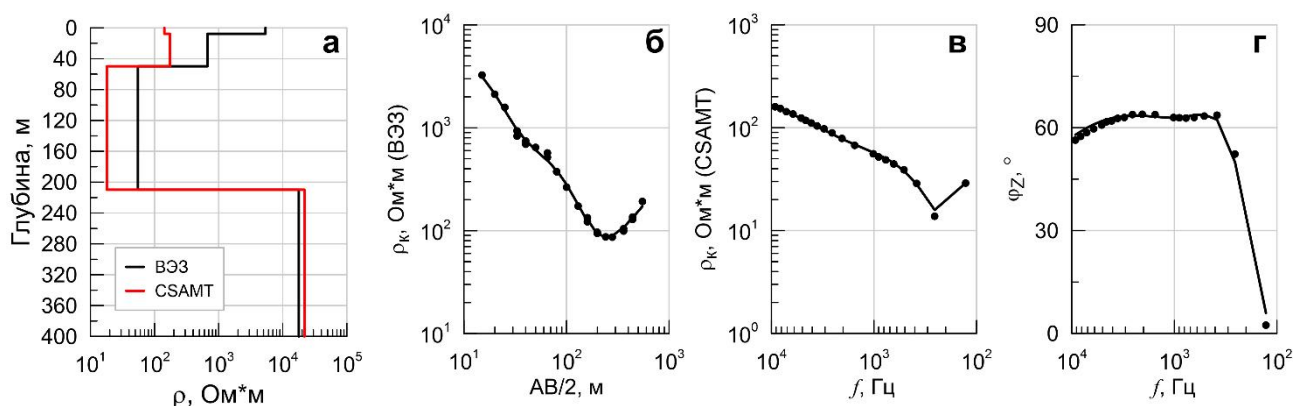


Рисунок 6. а – модели, полученные в результате 1D инверсии данных ВЭЗ и CSAMT с учетом промежуточной зоны источника; б – измеренные и рассчитанные кривые ВЭЗ; в - измеренные и рассчитанные кривые кажущегося сопротивления CSAMT, г - измеренные и рассчитанные кривые фазы импеданса CSAMT. Точками показаны измеренные данные, линиями – рассчитанные.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате опытно методических работ, выполненных на полигоне вблизи производственной базы ООО «ДЖИ М Сервис» можно сделать 2 основных вывода:

I. Результаты трёх электроразведочных методов ВЭЗ, АМТ и CSAMT не противоречат друг другу и геоэлектрическому строению района. Из-за слабого сигнала АМТ на частотах выше 800 и помех в электрических каналах значения на кривой АМТЗ оказались завышены. Наиболее лучшим образом совпадают результаты интерпретации данных ВЭЗ и CSAMT;

II. Отработанная методика открывает широкие возможности её применения в северных районах, где из-за слабого сигнала в мёртвом частотном диапазоне производительность работ АМТЗ низкая. На частотах выше 600 Гц измерения в поле контролируемого источника позволяют иметь надежные несмещенные оценки импеданса, соответствующего дальней зоне, которые можно использовать для коррекции кривых АМТ и напрямую для инверсии стандартными программами для плоской волны без ограничений по размерности модели.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Berdichevsky, M.N. and Dmitriev, V.I. / Models and methods of magnetotellurics. // Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 2008, 563 pp.
2. Rokityansky, I.I. / Geoelectromagnetic Investigation of the Earth Crust and Mantle // Spinger-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1982, 378 p.
3. Xavier Garcia and Alan G. Jones /A new methodology for the acquisition and processing of audio-magnetotelluric (AMT) data in the AMT dead band // GEOPHYSICS, VOL. 70, NO. 5 (SEPTEMBER-OCTOBER 2005); P. G119–G126, 5 FIGS. 10.1190/1.2073889
4. Zonge K. L., Hughes L. J./ Controlled source audio-frequency magnetotellurics // Electromagnetic methods in applied geophysics. Vol. 2. Applications. Series: Investigations in geophysics. N 3. 1991. P. 713–809.
5. Е.Ю. Ермолин, О. Ингеров, А.А. Янкилевич, Н.Н. Покровская / Особенности сигнала АМТ в мертвом частотном диапазоне на Чукотке (Дальний восток России) // Записки Горного института. 2019. Т. 235. С. 125-132. DOI: 10.31897/PMI.2019.2.125
6. Сараев А.К., Симаков А.Е. Шлыков А.А. / Метод радиоманнитотеллурических зондирований с контролируемым источником // Геофизика, 2014, №1, С. 18-25.
7. Шлыков А.А., Сараев А.К. Оценка макроанизотропии горизонтально-слоистого разреза по данным радиоманнитотеллурических зондирований с контролируемым источником // Физика Земли, 2015, №4, С. 128-147.

УДК 521-93

Регуляризованный фильтр Калмана в приложении к Чандлеровскому движению полюса

Л.В. Зотов^{1,2}, С.А. Барина¹, И.А. Гаража¹

lzotov@hse.ru

1 - Московский институт электроники и математики Национального исследовательского университета Высшая школа экономики, Россия

2 - Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Россия

Abstract: We applied regularization procedure to the recurrent least squares and extended it to Kalman filter. Then we estimated polar motion, trying to filter out its eigen mode – Chandler wobble (CW) of the pole. This component has demonstrated very interesting behavior in recent decade. It almost disappeared in 2016-2020, now appears again. The phase of CW is changing. This happened once before in the history of observations around 1930s. Thus, the analysis of input excitation and comparison with oceanic, atmospheric angular momentum and processes inside the Earth are very important to explain observed anomalies in the Earth's rotation.

Аннотация: Мы применяем процедуру регуляризации к рекуррентному методу наименьших квадратов и расширяем её на фильтр Калмана. Далее мы оцениваем траекторию полюса вращения Земли, стараясь отфильтровать собственную моду – Чандлеровское движение полюса (ЧДП). Эта компонента ведет себя весьма интересно в последнее десятилетие. Она практически полностью исчезла в 2016-2020 гг., а сейчас появилась вновь. Фаза ЧДП меняется. Такое случалось раньше за историю наблюдений в 1930-е гг. Анализ входного возбуждения и его сравнение с угловым моментом океана, атмосферы и внутренними процессами в недрах крайне важны для объяснения наблюдаемых аномалий во вращении Земли.

Ключевые слова: регуляризованный фильтр Калмана, Чандлеровское движение полюса, вращение Земли

1 Регуляризованный фильтр Калмана

Фильтр Калмана был разработан Сверлингом, Калманом и Бьюси в 1958-1961 гг. [1-2]. С его помощью, используя уравнения состояния и наблюдений, оценивается вектор состояния динамической системы, при условии наличия сведений о ковариационных свойствах шумов наблюдений и входных воздействий. В настоящее время алгоритм фильтра Калмана получил широкое распространение и существует ряд его модификаций. Основы фильтрации Калмана излагаются во множестве учебников и курсов лекций [3-5]. Суть состоит в постановке задачи Винера оптимальной фильтрации, получении уравнения Винера-Хопфа как условия оптимальности, формулировке соответствующих ему дифференциальных уравнений для оценивания состояния и ковариационной матрицы и их численного решения в дискретном времени [6].

В курсе лекций Пантелева В.Л. [7] для астрономов дискретный фильтр Калмана описан как расширение рекуррентного метода наименьших квадратов (МНК). Пусть имеется уравнение состояния (дискретная линейная динамическая система) и наблюдений:

$$x(j+1) = A(j)x(j) + q(j), \quad z(j) = C(j)x(j) + r(j),$$

где x – $n \times 1$ вектор состояния, $A(j)$ – $n \times n$ матрица, связывающая текущее состояние с предыдущим, $q(j)$ – $n \times 1$ вектор белого шума с нулевым средним и корреляционной матрицей Q для нулевой задержки, z – $l \times 1$ вектор наблюдений, $C(j)$ – $l \times n$ матрица наблюдений, $r(j)$ – l -мерный шум наблюдений (некоррелированный, с матрицей R для нулевой задержки). Далее номер шага j будем обозначать нижним индексом. Матрица усиления в фильтре Калмана вычисляется по формуле $K = P_j^- C^T (C P_j^- C^T + R)^{-1}$, где P_j^- – ковариационная матрица погрешности априорной оценки. Алгоритм позволяет уточнить вектор состояния $x^+ = x^- + K(z - Cx^-)$ по поступившему наблюдению z с последующим перевычислением ковариационной матрицы $P_j^+ = P_j^- + K_j C_j P_j^-$. Вероятностный подход и

понимание оптимальной линейной оценки как проектирования позволяет видеть в формулах алгоритма фильтра Калмана регрессию, уточняющую оценку на основе поступающей с наблюдениями информации. Записанные выше формулы представляют собой аналог формул для рекуррентного МНК. Уравнение состояния используется для перехода на следующий шаг по времени $x_{j+1}^- = A_j x_j^+$. $P_{j+1}^- = A_j P_j^+ A_j^T + Q_j$.

Вопрос о регуляризации фильтра Калмана для случая плохо-обусловленной матрицы наблюдений C или плохо известных параметров системы A привлекал внимание ученых, работавших в различных областях науки и инженерии [8-10]. Продемонстрируем, что добавление Тихоновского стабилизатора в нормальную систему уравнений не составляет труда. В рекуррентном МНК для этого достаточно добавить член αI , где α – параметр регуляризации, I – единичная матрица размерности $N \times N$, в выражение для ковариационных матриц: априорной (по N наблюдениям) $P_N^- = \sigma_0^2 (C^T C + \alpha I)^{-1}$, и апостериорной (по $N+1$ наблюдению) $P_{N+1}^+ = \sigma_0^2 (C^T C + c_{N+1}^T c_{N+1} + \alpha I)^{-1}$. Здесь σ_0^2 – дисперсия единицы веса, T – символ транспонирования, c_{N+1} – строка коэффициентов $N+1$ -го уравнения наблюдений. При этом выражение для матрицы усиления останется без изменений

$$K(N) = ((C^T C + \alpha I)^{-1} c_{N+1}^T (1 + c_{N+1} (C^T C + \alpha I)^{-1} c_{N+1}^T)^{-1}) = P_N^- c_{N+1}^T (c_{N+1} P_N^- c_{N+1}^T + \sigma_0^2)^{-1}.$$

В нём ковариационные матрицы использованы вместо обратных нормальных матриц. Тогда уточненные оценки будут получены по не изменившимся формулам (см [7] гл. 11):

$$\hat{x}(N+1) = \hat{x}(N) + K(N)(z_{N+1} - c_{N+1} \hat{x}(N)), \quad P_{N+1}^+ = (E - K(N)c_{N+1})P_N^-.$$

Аналогично и для фильтра Калмана, достаточно включить стабилизатор в вычисление регуляризованных ковариационных матриц. Добавление αI в вычисление P_j^-, P_{j+1}^- сохранит все формулы фильтра Калмана (§2 выше) неизменными, регуляризовав при этом процедуру обращения нормальной матрицы $C^T C$. Выбор параметра регуляризации, как всегда, следует согласовывать с погрешностями этой матрицы и входных данных [11], в рекуррентном алгоритме его также можно плавно менять от шага к шагу.

2 Система уравнений для движения полюса, проблема оценки возбуждения

Уравнение состояний для движений полюса Земли по координатам $p_1 = x$ (Вдоль Гринвичского меридиана) и $p_2 = -y$ (по меридиану в 90° к востоку) получается линеаризацией уравнений Эйлера-Лиувилля [12]

$$D \begin{bmatrix} p_1 \\ p_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\beta & -\alpha \\ \alpha & -\beta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} p_1 \\ p_2 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \beta & \alpha \\ -\alpha & \beta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \chi_1 \\ \chi_2 \end{bmatrix},$$

Где α, β – действительная и мнимая составляющие комплексной чандлеровской частоты $\sigma_c = \alpha + i\beta = 2\pi f_c + i \frac{\pi f_c}{Q}$, Q – добротность (примем ≈ 100), $f_c = 1/433$ сут $^{-1}$ – действительная чандлеровская частота, $D = \frac{d}{dt}$ – оператор дифференцирования, χ_1, χ_2 – компоненты входного возбуждения, i – мнимая единица. [13]. При постоянных параметрах уравнений связь χ с p можно переписать через обратную передаточную функцию $W^{-1}(D)$:

$$\begin{bmatrix} \chi_1 \\ \chi_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \beta & \alpha \\ -\alpha & \beta \end{bmatrix}^{-1} \left(DI - \begin{bmatrix} -\beta & -\alpha \\ \alpha & -\beta \end{bmatrix} \right) \begin{bmatrix} p_1 \\ p_2 \end{bmatrix} = W^{-1}(D) \begin{bmatrix} p_1 \\ p_2 \end{bmatrix}.$$

Известно, что фильтр Калмана может быть обобщен так, что в вектор оцениваемых параметров будет включено входное воздействие. Пусть стоит задача рекуррентного оптимального оценивания вектора $x = [p_1, p_2, \chi_1, \chi_2]^T$ по зашумленным наблюдениям за движением полюса $z = Cx + r$, где C – матрица, верхний левый блок которой размерности 2×2 – единичная матрица I , а нижний правый содержит нули (компоненты χ мы напрямую не наблюдаем). Подчеркнем, что мы расширили задачу так, чтобы оценивать не только траекторию полюса p , но и входное воздействие χ .

При оценивания p не возникает проблем с обусловленностью и регуляризовать как в разделе 1 процедуру нет никакой необходимости – задача вполне корректна. Стоит отметить, что ковариационную матрицу ошибок наблюдений за движением полюса можно сделать зависящей от времени $R(t)$: наблюдения XIX – начала XX века имели точность 0.1-0.01” дуги, в современную эпоху космической геодезии их точность ~ 0.1 мкс дуги.

Но если мы хотим включить в вектор оцениваемых параметров входное возбуждение χ , регуляризирующая добавка αI к диагональным элементам нижнего правого блока C сделает ненаблюдаемые компоненты χ как-бы наблюдаемыми. Попробуем применить другой подход к решению: вначале оценим с помощью фильтра Калмана движение полюса p без регуляризирующей процедуры, а на втором этапе оценим χ , которое поступало на вход. Обратный оператор $W^{-1}(D)$, содержащий дифференцирование p , чрезвычайно усиливает любые шумы наблюдений вне резонансной частоты f_c . Необходима либо регуляризация, либо дополнительная фильтрация наблюдений p , прежде чем выделять из них χ . При этом нужно регуляризовать не задачу определения p , а некорректную задачу оценивания компонент χ . Т.е. проблема возникает уже не на уровне уравнения наблюдений, а для уравнения состояний. Как встроить регуляризатор в него?

Согласно взгляду на проблему, сформулированному В.Л. Пантелеевым в методе, получившем название корректирующей фильтрации [14], на p может быть наложен дополнительный частотный фильтр $W_{\text{corr}}(f)$ а затем уже вычислено возбуждение χ . Такой фильтр может основываться и на Тихоновской регуляризации исходя из выражения

$$W_{\text{corr}}(f)W^{-1}(f) = \frac{W^*(f)}{W^*(f)W(f) + \alpha I'}$$

где * обозначает сопряжение, оператор D заменен на $i2\pi f$. Параметр регуляризации должен быть выбран так, чтобы существенно уменьшилось пропускание слева и справа от резонансной частоты. Таким образом удастся отсечь те области, где прямой оператор $W(f)\chi \approx 0$. То есть мы ограничиваемся задачей оценивания лишь того χ , которое вызвало резонансное чандлеровское колебание полюса, считая полезным сигнал, сосредоточенный вблизи резонансной частоты чандлера f_c .

Если говорить о фильтре Калмана – рекуррентной процедуре, то неотфильтрованное χ могло бы оцениваться по двум соседним значениям оценок $p(j)$, $p(j-1)$ фильтром Вилсона [13], основанным на замене D численной производной по двум точкам и аппроксимирующим $W^{-1}(D)$. Однако $W_{\text{corr}}(f)$, если потребовать от него подавления годовой и других близких к резонансу частот, будет описываться довольно широким (около 20 лет) окном, к тому же симметричным, если потребовать нулевого искажения фазы. Т. о. встроить корректирующую фильтрацию или регуляризацию в алгоритм фильтра Калмана для оценивания χ возможно, но с временным лагом (запаздыванием). Перемножение передаточных функций во временной области можно задать сверткой импульсной характеристики корректирующего фильтра и весов операции $W^{-1}(D)$. Дискретизацию исходной системы Эйлера-Лиувилля осуществить на основе переходной матрицы системы.

3 Результаты для Чандлеровского движения полюса.

ЧДП - составляющая движения полюса Земли с периодом 433 сут и средней амплитудой ~135 мс дуги. Оно было открыты С. Чандлером в 1891 г.

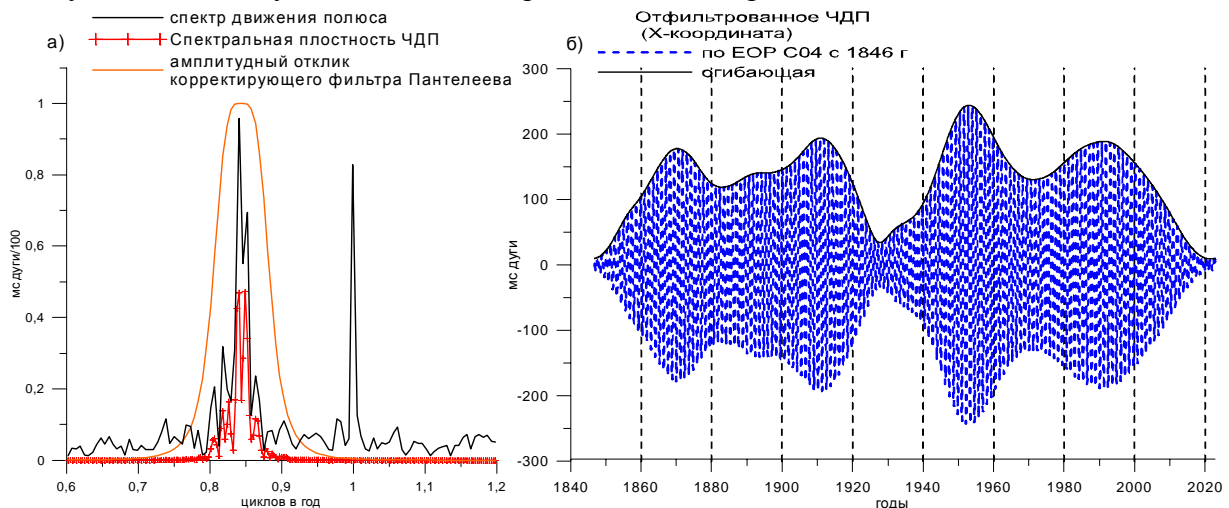


Рисунок 1. а) спектр движения полюса; б) выделенная чандлеровская составляющая p .

Движение полюса также имеет годовую и вековую составляющие. В спектре, полученном по данным бюллетеня EOP C01 с 1846 г., рис. 1а, видны: нерасщепленная годовая и расщепленная чандлеровская линии с боковыми лепестками. Расщепление – результат амплитудной и фазовой изменчивости ЧДП. На график спектра наложена амплитудная характеристика фильтра Пантелеева [6], который может использоваться для выделения ЧДП, в том числе как $W_{\text{corr}}(f)$.

На рис. 1б представлена X-компонента выделенного ЧДП. В 1930-е и 2017-2020 гг. его амплитуда уменьшалась почти до нуля [15]. Представлены огибающая амплитуды (рис. 1б) и дрейф фазы (рис. 2а) ЧДП, полученные в скользящем окне длительностью 3.6 года. Из графика 2а видно, что в 1930-е гг. фаза ЧДП изменилась на π рад и с 2010 также происходит её смещение. Т.о. ситуация напоминает наблюдавшуюся 90 лет назад.

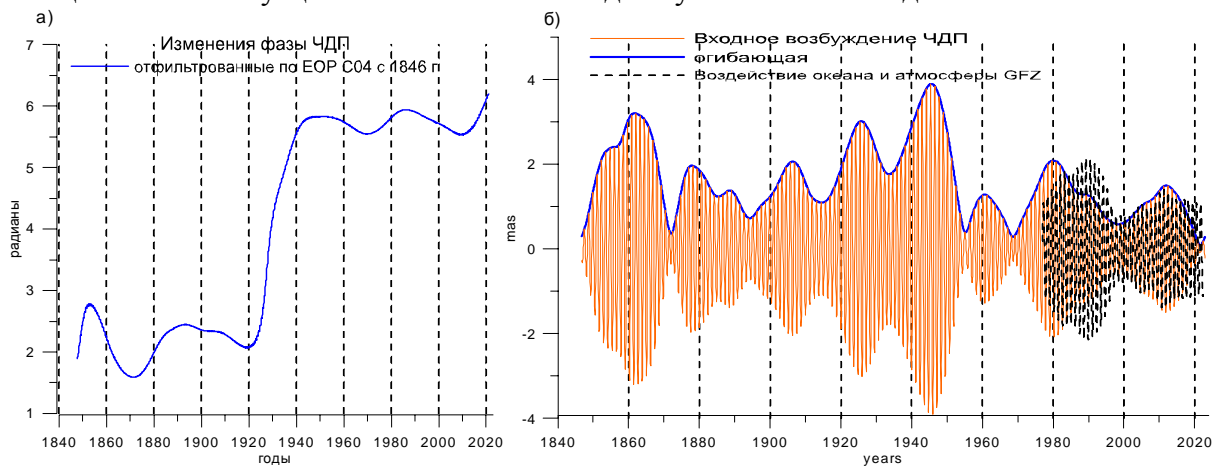


Рисунок 2. а) фаза ЧДП; б) выделенное чандлеровское возбуждение χ .

На рис. 2 представлен результат решения некорректной обратной задачи выделения χ – входного возбуждения ЧДП. Амплитуда составляет менее 3 мс дуги, её модуляции обусловлены поведением производной Dp . С 1980 г выполнено сопоставление с суммарным угловым моментом атмосферы (ААМ) и океана (ОАМ), компонент массы+движения по данным GFZ. Видно, что он не вполне объясняет затухание ЧДП в настоящее время.

Заключение. В работе предложен подход к регуляризации фильтра Калмана по уравнению наблюдений, отличающийся от результатов [8-9] тем, что он основан на рекуррентном МНК и включает стабилизатор как в кросс-ковариационную так и обратную дисперсионную матрицы в формуле усиления K . Решается задача оценивания чандлеровского движения полюса Земли и входного возбуждения для него, при этом возникает необходимость регуляризации по уравнению состояний. Дается ряд идей, на основе которых это можно было бы сделать. Представлены результаты, показывающие, что ЧДП находится в настоящее время в аномальном режиме, как в 1930-е гг.

Благодарности: исследование выполнено при поддержке школы “Космос” МГУ им М.В. Ломоносова.

Список литературы

1. Kalman R.E. A new approach to linear filtering and prediction problems. Transactions ASME–J Basic Eng., 82, Series D, 35–45, 1960
2. Калман Р., Фолб П., Арбиб М. Очерки по математической теории систем. М., УРСС, 2004
3. Фомин В.Н. Оптимальная и адаптивная фильтрация. СПбГУ, 2003
4. Ширяев А.Н. Вероятность 1,2. М., МЦМНО, 2007
5. Арато М. Линейные стохастические системы с постоянными коэффициентами. М., Наука, 1989

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

6. Зотов Л.В. Теория фильтрации и обработка временных рядов. М., МГУ, 2010
7. Пантелеев В.Л. Наблюдение и управление динамическими объектами, курс лекций, ГАИШ МГУ, 2001, <http://lnfm1.sai.msu.ru/grav/russian/lecture/nudo/nudo.htm>
8. Li YM, Gu QM, Han SH, Gu YW, Tikhonov Regularized Kalman Filter and its Applications in Autonomous Orbit Determination of BDS., WSEAS Transactions on Mathematics archive, Vol 16, 2017, pp. 187-196
9. Трубин В. А., Батищев В. Регуляризованный фильтр Калмана. Патент 1317652 СССР, Опубл. в Б. И. N 7, 1988
10. Asgharpour M., Foodeh R., Daliri M.R. Regularized Kalman filter for brain-computer interfaces using local field potential signals, J Neurosciences Methods. N 350, 2021, 109022
11. Тихонов А.Н., Гончарский А.В. Степанов В.В., Ягола А.Г., Численные методы решения некорректных задач, М., Наука, 1990.
12. Губанов В.С. Обобщенный метод наименьших квадратов. Теория и применение в астрометрии. СПб. Наука, 1997
13. Зотов Л.В. Климатические процессы и вращение Земли. М. МИЭМ, 2022, ISBN:978-5-600-03155-5
14. Zotov L., Panteleev V.L. Filtering and inverse problems solving, in Computational Methods for Applied Inverse Problems Edited by Y. F. Wang, A. G. Yagola and C. C. Yang, De Gruyter & Higher Education Press, June 2012, pp. 169-194
15. Зотов Л.В., Сидоренков Н.С., Бизуар К., Аномалии чандлеровского колебания полюса в 2010-е годы, Вестник Московского Университета. Серия 3. Физика. Астрономия, N 3, 2022, стр. 64

УДК 550.83

Магнитометрические исследования Тырныаузской глубокой опорной скважины

Г.В. Иголкина

galinaigolkina@yandex.ru

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург

The possibilities of the borehole magnetometry method for studying the magnetic properties of rocks and clarifying the lithological and stratigraphic characteristics of the Tyrnyauz deep reference well at great depths in the natural occurrence are evaluated. The studies made it possible to determine the spatial position of the magnetic bodies cut by the well, to calculate their elements of occurrence.

Тырныаузская глубокая скважина была забурена в 1987 году в центральной части Эльджуртинского гранитного массива в 1,5 километров от эксплуатируемого вольфрам-молибденового месторождения и одноимённого города Тырныауз, а в 1989 году была остановлена на проектной глубине 4001 метр. Возраст гранитного массива составляет 2.5 млн. лет. Место заложения скважины находится на восточном фланге Тырныаузского вольфрам - молибденового месторождения (рис. 1).

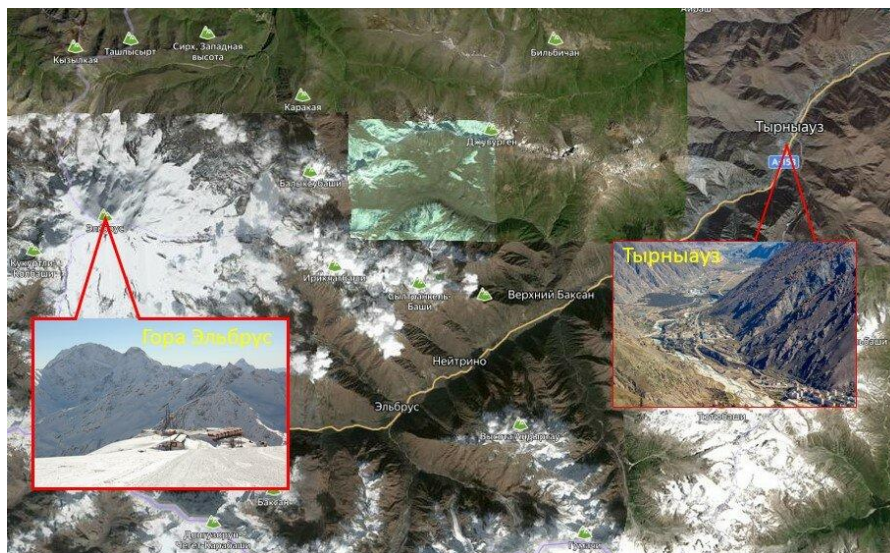


Рис.1. Район заложения Тырныаузской глубокой скважины.

Скважина пробурена с целью оценки перспектив глубинных частей Тырныаузского вольфрам-молибденового месторождения, вертикальной зональности оруденения, возможного наличия нижнего этапа рудной минерализации. Поэтому разработка поисковых критериев и признаков являлась важнейшей геологической задачей, стоящей перед Тырныаузской опорной скважиной. В разрезе рудоносных гранитов вскрыто несколько интервалов вкрапленной и прожилковой сульфидной минерализации с вольфрамитом, шеелитом и молибденом. Температура на забое скважины (4000 м) составляет 223°C . Скважина используется для создания опытной геотермальной станции с утилизацией энергии” сухих горячих пород “ [4-6]. На максимально достигнутой глубине (4001 м) температура составила 223 градуса Цельсия. Для сравнения, на Кольской сверхглубокой скважине («Колодец в ад») температура 212 градусов была достигнута на глубине более 12 км, на глубинах близких к 4 км температура менее 70 градусов.

Таким образом, согласно современным представлениям, в альпийской структуре Большого Кавказа Тырныаузская зона разрывов в геодинамическом смысле представляет собой содвиг или зону сплющивания. Это система сближенных субвертикальных разрывов

взбросового и сдвигового типа, между которыми зажаты сильно тектонизированные палеозойские и раннемезозойские породы.

Исследования, выполненные в этом разрезе и по извлеченному из него керну, показали, что вскрытый массив представлен однородными средне- и крупнозернистыми гранитами с отчётливой субгоризонтальной трещиноватостью, интенсивность которой растёт с глубины.

Вскрытый скважиной разрез сложен интенсивно дислоцированными и метаморфизованными карбонатами, терригенными и вулканогенными породами среднего палеозоя, прорванных штоками и дайками лейкократовых гранитоидов, эльджуртинских порфиробластовых анортоклазовых гранитов и вулканогенных липаритов. Граниты представлены двумя основными разновидностями: биотитовыми гранитами и мусковит-биотитовыми гранитами (рис. 2).

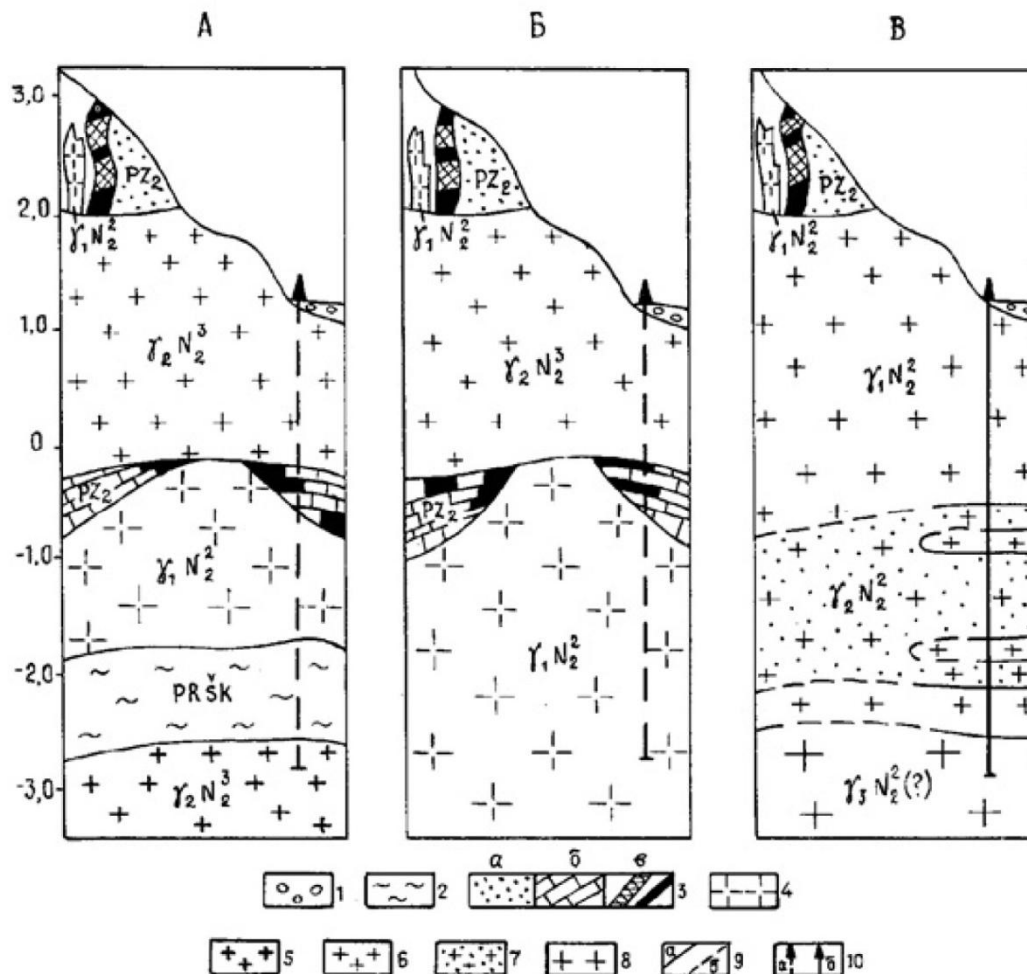


Рис. 2. Проектные (А, В) и фактический (В) разрезы Тырнаузской опорной скважины (А - по И.И. Грекову, 1982; Б - по Е.А. Аксаментову, 1983; В - по А.А. Носовой, 1993).

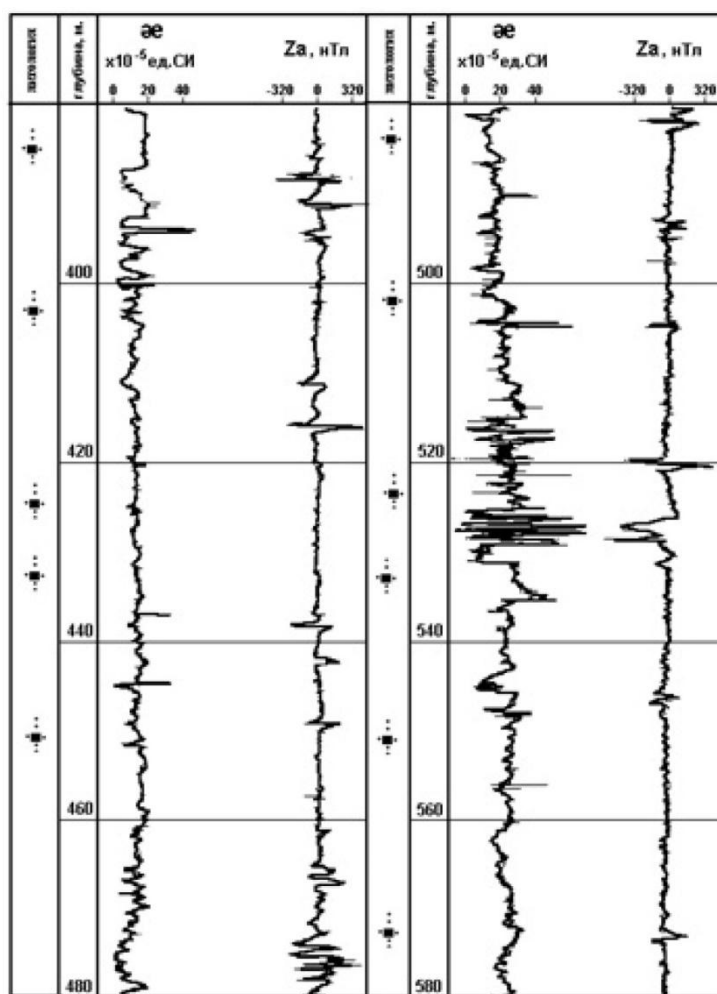
1 - четвертичные отложения, пески, галечники; 2 - шаукольская свита протерозоя: сланцы хлорит-альбитовые, мусковит-альбитовые, мусковит-хлорит-альбитовые; 3 - комплекс среднепалеозойских отложений Передового хребта: а - алевролиты, песчаники; б - известняки, мраморы; в - роговики по терригенным породам, скарны; 4 - лейкократовые граниты; 5-8 - эльджуртинские граниты: 5 - нерасчлененные (на проектных разрезах). 6 - биотитовые граниты средне-крупнозернистые (петротип-1), 7 - биотитовые граниты мелко-среднезернистые (петротип-2), 8 - мусковит-биотитовые граниты (петротип-3); 9 - геологические границы (а - достоверные, б - предполагаемые); 10 - Тырнаузская ОС (а - проект, б - факт).

Контакты пород осложнены зонами дробления. Основная масса шеелит-молибденовых руд сформирована в зонах контакта мраморов и роговиков и приурочена к пластообразным залежам скарнов. Очень часто оруденелые скарнированные зоны распространяются в виде секущих тел во вмещающие роговики и мраморы. В контактах лейкократовых гранитоидов с карбонатными породами скарны представлены маломощными оторочками [6].

Установлено, что массив может быть охарактеризован двумя интрузивными фазами. От кровли и до глубины 3835 м распространены биотитовые граниты. Ниже указанной отметки вскрыты мусковит-биотитовые граниты.

Контакт этих двух разновидностей можно рассматривать как интрузивный, резкий, с маломощной тонкозернистой оторочкой в двуслюдяных гранитах и биотитовой оторочкой в биотитовых гранитах.

Вторая граница, которая может разделять интрузивные фазы, находится на глубине 1857 м, где имеет место контакт мелко-среднезернистых порфирированных биотитовых гранитов и мелкозернистых слабопорфирированных биотитовых лейкогранитов.



1

Рис. 3. Результаты скважинной магнитометрии по Тырнаузской глубокой скважине в интервале глубин 380 – 580 м:

1 – эльджуртинские биотитовые граниты средне-крупнозернистые (петротип-1).

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Магнитометрические исследования Тырныаузской скважины проводились в 1988 и 1989 гг. в интервале глубин 290-3991 м. В связи с тем, что температура скважины на забое составляла 223°C , применялась термобаростойкая магнитометрическая аппаратура [1-3, 7].

Результаты скважинной магнитометрии показали, что весь исследуемый интервал скважины представлен слабомагнитными породами. Значения магнитной восприимчивости χ не превышают $40 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, за исключением отдельных интервалов глубин, где магнитная восприимчивость повышается до $100 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ: 526 - 532 м (рис. 3), 946 - 954 м, 1046 - 1051 м, 1086 - 1089 м, 1139 - 1142 м, 1157 - 1166 м, 1202 - 1212 м, 1256 - 1257 м, 1304 - 1311 м, 1467 - 1486 м, 1563 - 1593 м. На диаграммах аномальной вертикальной составляющей магнитного поля Z_a выделяются локальные, знакопеременные аномалии величиной до ± 600 нТл, которые обусловлены единичными вкрапленниками магнитных минералов или мелкими металлическими частицами.

Магнитные породы подсечены скважиной на глубине 1664 - 1674 м. Магнитная восприимчивость пород составляет $1000 - 3000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а величина магнитного поля Z_a равна $-500 \div -800$ нТл (рис. 3). Вероятно это зона повышенной проницаемости, связанной с прорывом дайки аплитов.

Аномальные значения магнитных параметров удовлетворительно повторились при контрольных измерениях через год.

В интервалах глубин 3242-3243 м и 3436-3437 м отмечается наличие в стенках скважины металлических предметов.

Таким образом, исследования Тырныаузской скважины показали практическое отсутствие магнитной минерализации в составе тырныаузского магматического комплекса. Наличие небольших аномальных зон связано, вероятнее всего с магнетитовой минерализацией, приуроченной к границе средне и мелкозернистых порфиридных биотитовых гранитов, классифицированной как тектонический шов [6].

Литература

1. Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А.. Комплексная магнитометрическая аппаратура для исследований сверхглубоких и разведочных скважин. Екатеринбург: УрО РАН, 2012. 120 с.
2. Иголкина Г.В. Скважинная магнитометрия при исследовании сверхглубоких и глубоких скважин. Екатеринбург: УрО РАН. 2002. 215 с.
3. Иголкина Г.В. Изучение намагниченности горных пород в естественном залегании по данным измерений в сверхглубоких и глубоких скважинах // Вестник МГТУ. Труды Мурманского Государственного Технического Университета. Т.10. №2. 2007. С.244-250.
4. Нырков Е.А. Минералого-геохимические особенности и условия образования сульфидного оруденения западного фланга Тырныаузского месторождения / диссертация ... кандидата геолого-минералогических наук: 04.00.20.1984.229с.
5. Основные результаты глубокого и сверхглубокого бурения в России. СПб., Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2000. 111 с.
6. Пельменев М.Д., Кривцов А.И., Хахаев Б.Н. Состояние и задачи глубинных исследований глубокими и сверхглубокими скважинами // Советская геология. 1991. № 8. С. 3-7.
7. Igolkina, G.V. Study of the Magnetic Properties of Geological Environment in Super Deep Boreholes by the Magnetometry Method // Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences, 2019, стр. 259-267.

УДК 550.837

Программные комплексы для восстановления адсорбционного потенциала при интерпретации данных методом спонтанной поляризации

Исламгалиев Д.В.

Dmitriy.Islamgaliev@m.ursmu.ru

Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

Summary. The method of spontaneous polarization is simple and effective for identifying oil and gas reservoirs. The theory of the method of spontaneous polarization by its physico-geometric and physicochemical foundations has a quantitative character and is associated with the fundamental provisions of physics and colloidal chemistry. The results of mathematical modeling are presented with the help of various software systems registered in the state register of computer programs.

Метод спонтанной поляризации (ПС) является одним из старейших и основных геофизических методов каротажа, применяемый для изучения геологического строения пород, пройденных геологоразведочными скважинами. Конечной целью интерпретации данных, получаемых при каротаже методом ПС, кроме литологического расчленения разреза пород по скважине, выполняемого в составе комплекса различных методов каротажа, является определение коэффициента пористости пород-коллекторов углеводородов [1-3]. Эта задача решается на основе использования связи между коэффициентом пористости и величиной адсорбционного потенциала спонтанной поляризации ПС, устанавливаемой путем их сопоставления по лабораторным исследованиям керна пород [2,4]. Переход от потенциала ПС, измеренного на оси скважины напротив пластов-коллекторов, к собственному адсорбционному потенциалу выполняется путем введения поправки за физико-геометрические факторы с помощью электронных палеток, аналогичных палеткам Шлюмберже [5-8].

Созданное программное обеспечение в виде программного комплекса «SP-AT» [9] предназначено для расчета двойного электрического потенциала на оси скважины, создаваемого источником в виде электрического слоя в слоистой электрически неоднородной среде, реализующее выражения.

Программный комплекс «SP-AT» является программной реализацией прямой трехмерной задачи для модели с цилиндрической симметрией и производит расчет потенциала на оси скважины по заданным физико-геометрическим характеристикам среды и пласта. В числе физико-геометрических факторов, влияющих на величину потенциала, кроме мощностей пластов учитываются диаметры скважины и удельные электропроводности раствора, пластов [9].

Рассмотрим модель, содержащую: покрывающий пласт мощностью 10 метров, три тонких пласта, продуктивный пласт мощностью 21,5 метров и подстилающий пласт мощностью 12 метров, пересеченные скважиной диаметром 0,2 м, где находится промывочная жидкость (ПЖ). В общем случае это пачка электрически однородных по удельным электрическим сопротивлениям ($УЭС$) пластов с различной мощностью и удельной поверхностью, содержащих пластовую жидкость, пересеченных скважиной. Скважину можно рассматривать как бесконечный цилиндр постоянного радиуса [10]. Пластовую и промывочную жидкости следует рассматривать как среды с различными числами переноса [11]. В таблице 1 выбраны параметры модели, а в таблице 2 задается адсорбционный потенциал напротив середины пласта на контакте твердой и жидкой фаз. [10]

Таблица 1

Параметры		Данные модели [10]						
		$H, \text{ м}$	$S_{\text{уд}}, 10^3 \text{ м}^2/\text{кг}$		$W, 10^{-3} \text{ кг}/(\text{м}\cdot\text{с})$		$\sigma, \text{ См}/\text{м}$	
Глина	ПЖ	1070–1080	637	32	25	13	0.18	0.5
Песчаник	ПЖ	1086.5–1108	5.2	32	50	13	0.01	0.5
Глина	ПЖ	1108–1120	687	32	25	13	0.18	0.5

Таблица 2

Адсорбционный потенциал [10]							
$H, \text{ м}$	$r_i, 10^{-10} \text{ м}$		n		$U, \text{ мВ}$		$U_{\text{адс}}, \text{ мВ}$
1070–1080	2.28	3.41	0.6	0.4	52.2	0.2	52
1086,5–1108	3.41	2.28	0.4	0.6	4.5	0.5	–4
1108–1120	2.28	3.41	0.6	0.4	56.2	0.2	56

Для апробации нашей модели использовались материалы ПФ «Севергазгеофизика» [12]. В первом приближении пластовую воду и промывочную жидкость можно считать растворами $NaCl$. Тогда используемый катион Na^+ , а анион Cl^- . Надо отметить, в виду большей подвижности анионов, чем у катионов, напротив глинистых пород истинная величина адсорбционного потенциала положительна, а у пород-коллекторов – отрицательна [13], в результате $U_{\text{пок}}=52\text{мВ}$, подстилающего пласта – $U_{\text{под}}=56\text{мВ}$, а продуктивного пласта – $U_{\text{прод}}=-4\text{ мВ}$. [10]

Рассчитанный потенциал ПС напротив мощных пластов незначительно отличается от измеренной величины потенциала [11]. Как видно, данные достаточно хорошо согласуются с теоретической кривой, представленной на рис. 1, используя программный комплекс «SP-AT» [9]. Значения $\alpha_{ПС}$ для нашей модели и данной каротажной диаграммы на середине пластов отличаются не больше, чем на 3 мВ, что является допустимым, учитывая погрешность метода. [10]

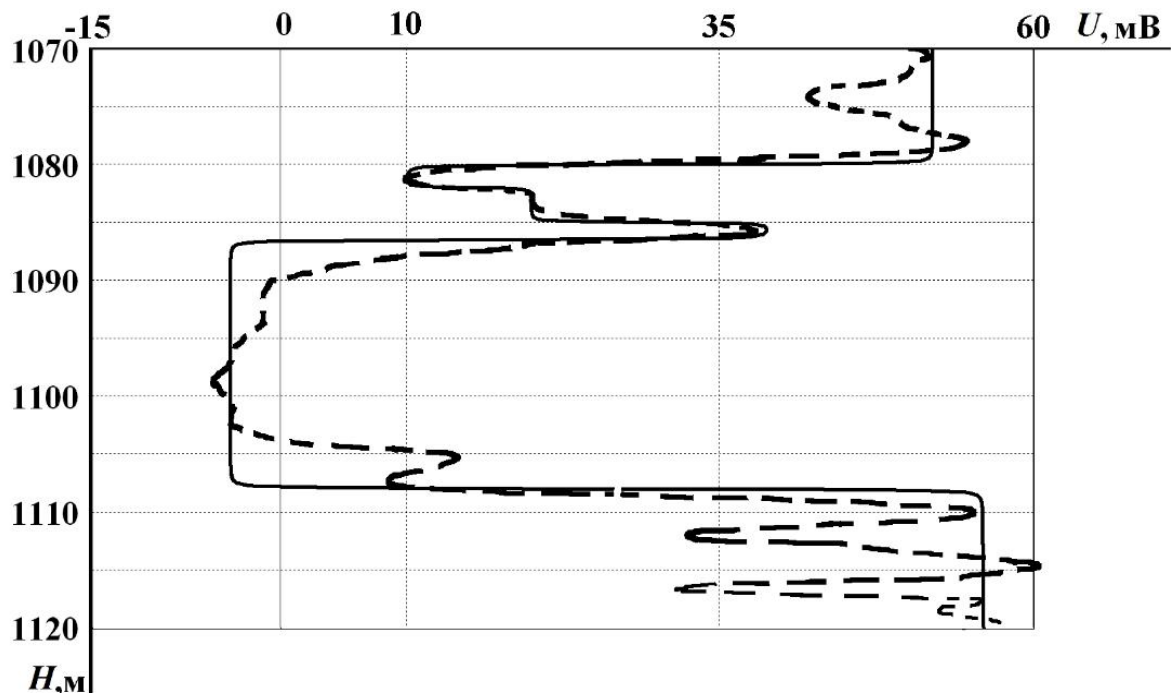


Рис. 1. Кривые потенциала ПС на оси скважины. Штриховая линия – измеренная (по материалам ПФ «Севергазгеофизика» [12]); сплошная линия – теоретическая [10]

Созданное программное обеспечение в виде программного комплекса «PS-C» [14] предназначено для расчета электрического потенциала на оси скважины, создаваемого источником в виде двойного электрического слоя в слоистой электрически неоднородной среде.

Программный комплекс «PS-C» является программной реализацией прямой трехмерной задачи для модели с цилиндрической симметрией и производит расчет потенциала на оси скважины по заданным физико-геометрическим характеристикам среды и пласта. В числе физико-геометрических факторов, влияющих на величину потенциала, кроме мощностей пластов учитываются диаметры скважины и зоны проникновения фильтрата бурового раствора в проницаемые части пластов и удельные электропроводности раствора, пластов и зон проникновения [14].

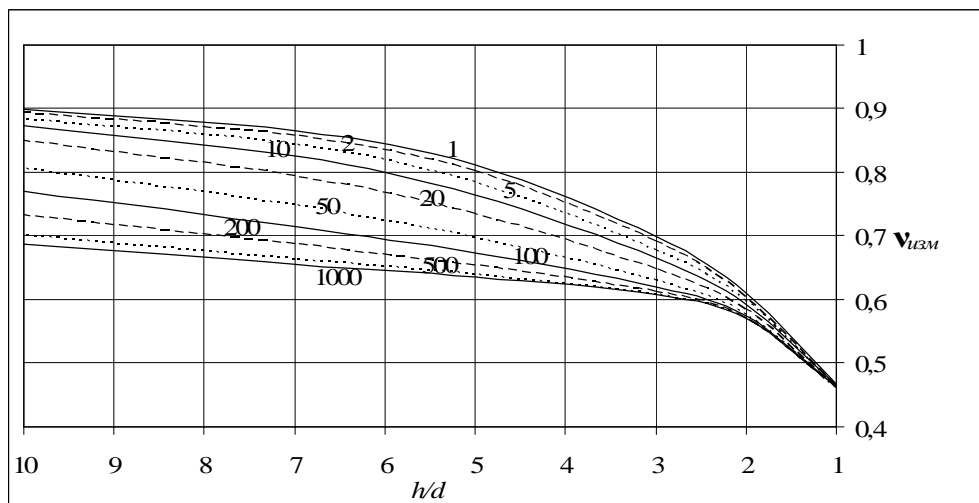


Рис. 2. Палетки $v_{изм} = f(h/d)$, рассчитанные программным комплексом «PS-C» при различных значениях $\rho_{пл}/\rho_c = const$ (шифр кривых), для $d_{зп}/d_c = 3$ [15]

На рис. 2 [15] представлен пример рассчитанных палеток поправок в минимальные значения ПС напротив пласта-коллектора для различной относительной мощности пласта и его относительного удельного сопротивления при отсутствии или наличии зоны проникновения при относительных параметрах: $d_{зп}/d_c = 3$, $\rho_{пок}/\rho_c = 1$, $\rho_{под}/\rho_c = 1$, $\rho_{зп}/\rho_c = 4$, $U_{под}/U_{пок} = 1$, $U_{адс}/U_{пок} = 0,25$.

Созданный программный комплекс электронной палетки «Paletka_PS» [16] на основе физико-геометрических параметров среды, определяемых по данным материалов комплекса методов каротажа и результатов измерения потенциала спонтанной поляризации ПС в геологоразведочной скважине, определяет величину поправочного коэффициента $v_{изм}$ и рассчитывает исправленное значение величины адсорбционного потенциала пласта [16]. Расчет поправки построен на основе многомерной интерполяционной формулы Лагранжа (Вержбицкий В.М., 2001).

По результатам проведенного анализа значений потенциала пласта при интерполяции в программном комплексе «Paletka_PS» [16] относительная погрешность не превышает 2%, а абсолютная – менее 1 мВ от значений потенциала пласта, рассчитанных в программном комплексе «PS-C», что удовлетворяет заданной погрешности. Это означает, что программный комплекс «Paletka_PS» [16] осуществляет восстановление адсорбционного потенциала по известному измеренному значению потенциала пласта [16].

Электронные палетки, в отличие от используемых палеток Шлюмберже, более точно определяют поправочный коэффициент, так как в них учитываются модели с различными физико-геометрическими характеристиками покрывающего и подстилающего пластов. Достоинствами данного метода определения поправочного коэффициента являются высокая

технологичность, низкая трудоемкость и более полный учет различий в свойствах подстилающих и перекрывающих пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вендельштейн Б. Ю. Исследование разрезов нефтяных и газовых скважин методом собственных потенциалов / Б. Ю. Вендельштейн. – М.: Недра, 1966. – 206 с.
2. Дахнов В. Н. Интерпретация результатов исследований разрезов скважин/ В.Н. Дахнов. – 2-е изд.– М.: Недра, 1982. – 547 с.
3. Дахнов В. Н. Электрические и магнитные методы исследования скважин/ В. Н. Дахнов. – М., Недра, 1981. – 344 с.
4. Элланский М. М. Петрофизические основы комплексной интерпретации данных геофизических исследований скважин (методическое пособие) / М. М. Элланский // Тверь: ГЕРС, 2001. – 229 с.
5. Альбом палеток и номограмм для интерпретации промыслово-геофизических данных. – М.: Недра, 1984. – 200 с.
6. Кузьмичев О. Б. Исследование электрических полей естественного происхождения в нефтегазоразведочных скважинах (теория, аппаратура, методика, скважинные испытания) / О. Б. Кузьмичев – СПб.: Недра, 2006. – 252 с.
7. Методические рекомендации по определению подсчетных параметров залежей нефти и газа по материалам геофизических исследований скважин с привлечением результатов анализа керна, опробований и испытаний продуктивных пластов. Под редакцией Б. Ю. Вендельштейна, В. Ф. Козяра, Г. Г. Яценко. – Калинин: НПО «Союзпромгеофизика», 1990. – 261 с.
8. Методические рекомендации по подсчету геологических запасов нефти и газа объемным методом. Под ред. Петерсилье В. Н. – М., Тверь, ВНИГНИ, НПЦ Тверьгеофизика, 2003.
9. Исламгалиев Д. В. Программный комплекс «SP-AT» / Д. В. Исламгалиев // Рег. 2021660975. 05.07.2021.
10. Исламгалиев Д. В. Адсорбционный потенциал двойного электрического слоя на границе двухфазной среды / Д. В. Исламгалиев // Мониторинг. Наука и технологии. – 2022. – №1(51). – С. 47-57. DOI: <https://doi.org/10.25714/MNT.2022.51.007>.
11. Исламгалиев Д. В. Теория образования адсорбционного потенциала и её применение для интерпретации данных каротажа методом спонтанной поляризации / Д. В. Исламгалиев // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Одиннадцатые научные чтения Ю. П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: УрО РАН, 2021. С. 99–101.
12. Сковородников И. Г. Геофизические исследования скважин. Курс лекций / И. Г. Сковородников. – Екатеринбург, УГГУ, 1995. – 295 с.
13. Исламгалиев Д. В. Диффузионный потенциал и его вклад в потенциал спонтанной поляризации при интерпретации каротажа скважин методом ПС / Д. В. Исламгалиев // Двенадцатая Уральская молодежная школа по геофизике: Сборник науч. материалов. – Пермь: ГИ Уро РАН, 2011. – С. 100-102.
14. Ратушняк А. Н. Программный комплекс «PS-C» / А. Н. Ратушняк, Д. В. Исламгалиев // Рег. № 2012660335. 14.11.2012 г.
15. Исламгалиев Д. В. Вычисление потенциала спонтанной поляризации (ПС) на оси скважины / Д. В. Исламгалиев // II Международный симпозиум «Геофизика XXI века». – Екатеринбург, УГГУ, 2012. – С. 139-141.
16. Исламгалиев Д. В. Программный комплекс «PALETKA_PS» / Д. В. Исламгалиев, А. Н. Ратушняк // Рег. № 2017611525. 06.02.2017 г.

УДК 550.8.05

Ф.М.Гольцман и Т.Б.Калинина - сподвижники развития информационно-статистической теории и методов интерпретации геофизических данных

Д.Ф. Калинин

kalinin_df@pers.spmi.ru, onadima@mail.ru

Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

Аннотация. Доклад посвящен светлой памяти двух замечательных людей – Ф.М.Гольцмана и Т.Б.Калининой, являющихся гордостью российской геофизической науки, рука об руку прошедших славный профессиональный путь и достигнувших выдающихся успехов в деле становления и развития информационно-статистической теории и методов интерпретации геофизических данных. В историческом контексте перечислены и кратко охарактеризованы наиболее значительные теоретические и методологические аспекты деятельности Ф.М.Гольцмана и Т.Б.Калининой, являвшихся многолетними участниками Международного семинара им. Д.Г.Успенского. Приведены ссылки на их основополагающие печатные работы.

Abstract. This report is dedicated to the memory of F.M.Goltsman and T.B.Kalinina, two remarkable people, being the pride of Russian geophysical science, which hand in hand followed a glorious professional path and made outstanding achievements in the formation and development of information and statistic theory and geophysical data interpretation methods. Most prominent theoretical and methodical aspects of activity of F.M.Goltsman and T.B.Kalinina, multi-year participants of D.G.Uspensky International Seminar, are listed and briefly described in a historical context. Links to their fundamental publications are provided herein.

Федор Маркович Гольцман родился в июле 1924 г. в Ленинграде. Его отцом был Марк Израилевич Гольцман, работавший на протяжении многих лет профессором в Ленинградском Арктическом институте и занимавшийся физикой атмосферы. Его мать Мария Федоровна Шоллар была музыкантом, и долгие годы играла на арфе в оркестре знаменитого Мариинского театра (в советское время - Академического театра оперы и балета им. С.М.Кирова). Первоначально для Федора Марковича также предполагалось музыкальное поприще: до начала Великой Отечественной войны он успешно учился в специальной школе-десятилетке при ленинградской Консерватории, собираясь стать композитором. Но война помешала его планам. Семья в полном составе была эвакуирована в уральский город Пермь (тогда – г.Молотов), где в 1942 г. Ф.М.Гольцман окончил с отличием обычную среднюю школу. После ее окончания он работал в ОКБ военного завода №224 по линии министерства Авиастроения, пройдя путь от ученика до механика 6-го разряда.

Вернувшись в 1945 г. из эвакуации, Ф.М.Гольцман поступил сразу на второй курс физического факультета Ленинградского государственного университета, который успешно окончил в 1949 г. по специальности «радиофизика». С 1949 г. и вплоть до конца своей жизни он прошел славный карьерный путь от ассистента кафедры до заведующего лабораторией, параллельно преподавая на физическом факультете.

Научную деятельность Ф.М.Гольцман начал еще в 1948 г. будучи студентом 5-го курса физического факультета ЛГУ, подготавливая дипломную работу на тему «Переходные процессы в приемно-усилительных схемах». Его руководителем был известный профессор Георгий Иванович Петрашень, ученик знаменитого математика академика В.И.Смирнова, прививший Ф.М.Гольцману склонность к теоретической работе в области прикладной математической физики и во многом определивший характер его дальнейшей деятельности.

После окончания университета в 1949 г. Ф.М.Гольцман работал по распределению в лаборатории радиоспектроскопии Физического института университета, где используя навыки механика, полученные во время работы на военном заводе, сконструировал и создал аппаратные исследовательские установки для изучения на сантиметровых радиоволнах свойств молекул твердых и жидких тел. Результаты этих работ были опубликованы в

центральных физических журналах и легли в основу кандидатской диссертации, успешно защищенной в университете в 1952 г. После защиты Ф.М.Гольцман был переведен на кафедру геофизики физического факультета, где занимался разработкой многоканальной сейсморазведочной аппаратуры для экспедиций кафедры, проводимых на строительстве Мингечаурской и Красноярской ГЭС.

В 1955 г. в Физическом институте ЛГУ под руководством проф. Г.И.Петрашеня была создана ЛДУС - лаборатория динамики упругих сред, занимавшаяся вопросами теории и практики распространения сейсмических волн. Ф.М.Гольцман был переведен в эту лабораторию на должность старшего научного сотрудника. Тематика его занятий сначала сводилась к аппаратному обеспечению экспедиций лаборатории, но в 1956 г. он заинтересовался частотной обработкой и дискретными преобразованиями сейсмических сигналов. Вокруг него сформировалась группа учеников из числа студентов старших курсов и сотрудников прикладных организаций. В те годы развитие электронной вычислительной техники еще находилось в начальной стадии, поэтому весьма актуальными были разработанные и созданные этой группой электромеханические счетнорешающие устройства для частотного анализа и синтеза сигналов, а также приборы для дискретных линейных преобразований сейсмических импульсов и аномальных потенциальных полей. Эти приборы были выпущены малой серией ленинградским заводом «Геологоразведка». Идеи, связанные с исследованиями свойств сигналов и помех на указанных приборах и положенные в основу частотного анализа-синтеза, впоследствии были повторены за границей в виде программ для ЭВМ (алгоритм Кули-Тьюки для быстрого дискретного преобразования Фурье [1]).

В 1956 г. возникает новое, центральное направление работ Ф.М.Гольцмана и его учеников в области информационно-статистической теории и методов интерпретации геофизических данных. Основанием к появлению этого направления послужили:

- статья Л.А.Халфина «Информационная теория интерпретации геофизических исследований» (1955 г.), посвященная стохастическому подходу к решению некорректных задач [2];

- книга Ф.М.Вудворта «Теория вероятностей и теория информации с применениями в радиолокации» (1955 г.), в которой излагались вопросы статистической теории приема радиолокационных сигналов на фоне шума и выделения полезной информации [3].

В начальной стадии (1955—1962 гг.) работы Ф.М.Гольцмана в этом направлении были сильно привязаны к его предыдущей тематике по Фурье-анализу и дискретным линейным преобразованиям сигналов, но уже с учетом влияния случайных помех. В этот период им были разработаны частотные методы и методы группирования сигналов, теоретически обоснован метод регулируемого направленного приема (РНП), предложены теория и методы фильтрации скоростей распространения сейсмических волн. В дальнейшем теория дискретных линейных преобразований была распространена на случай интерпретации аномальных потенциальных полей. Работы этого периода легли в основу докторской диссертации Ф.М.Гольцмана на тему «Основы теории интерференционного приема сейсмических волн», блестяще защищенной в ИФЗ АН СССР в 1961 г., а также ряда кандидатских диссертаций его учеников. В 1964 г. опубликована монография **«Основы теории интерференционного приема регулярных волн»** [4]. Изюминкой данной работы явилось доказательство преимуществ статистической теории оптимального приема, которая предлагает единый математический алгоритм обработки, непосредственно связывающий экспериментальные данные с вероятностями искомых параметров. Этот алгоритм типичен для множества различных случаев интерпретации и потому является естественной основой для составления программ машинной обработки экспериментального материала.

В этот период в работах Ф.М.Гольцмана наметился окончательный переход в область использования результатов теории вероятностей, математической статистики и теории информации при интерпретации любых наблюдений. Большое значение имела серия обсуждений работ группы Ф.М.Гольцмана на семинарах лаборатории теории вероятностей и математической статистики академика Ю.В.Линника (ЛОМИ АН СССР) [5]. Кроме того,

появляется возможность использования электронно-вычислительных машин (БЭСМ-2, БЭСМ-6) и др., позволяющая реализовать новые подходы к решению ряда практических задач.

В 1965 г. Ф.М.Гольцман был утвержден в звании профессора по кафедре общей физики на физическом факультете ЛГУ. С этого времени он читает общие курсы лекций по физике, методам решений обратных физических задач, а также по основам метрологии. В этот период школа проф. Ф.М.Гольцмана существенно разрослась. В нее вошли аспиранты и сотрудники разных кафедр физического факультета ЛГУ, представители прикладных институтов, сотрудники ряда производственных геофизических трестов, профильные организации ряда социалистических стран (ГДР, Венгрии, ЧССР, КНР). Неоднократно поступали предложения участвовать в международных научных конференциях и сотрудничать с профильными организациями таких стран, как США, ФРГ, Швейцария, Израиль и др.. Однако эти предложения не получили практически никакого развития, так как проф. Ф.М.Гольцман, как и большинство советских ученых той эпохи, был «невъездным» в капиталистические страны. Как следствие, многие новые идеи научной школы Ф.М.Гольцмана в области статистической теории интерпретации геоданных были впоследствии «вторично открыты» в трудах западных ученых (B.L.N.Kennett [6], A.Tarantola [7] и др.).

В конце 60-х гг. начала оформляться единая, логически увязанная концепция информационно-статистической теории и методов наблюдений. Теоретические основы были обобщены в культовой книге Ф.М.Гольцмана **«Статистические модели интерпретации»** [8]. Первые две главы посвящены математическому аппарату оптимальной интерпретации и оценке ее эффективности. Последующие четыре главы описывают статистическую теорию оптимального приема регулярных волн, статистическую теорию интерпретации годографов отраженных волн и магнитных аномалий, а также вопросы статистического моделирования изображений физических объектов (под «изображением объекта» автор понимал информацию о распределении интенсивностей источников поля, представляемую в виде максимально правдоподобных оценок амплитуд дискретных излучателей). В Заключении к монографии Ф.М. Гольцман указывает: «...единый информационно-статистический подход базируется на допущении, что реальный экспериментальный материал представляет собой *случайную функцию* в области наблюдений. Такое допущение кажется единственно оправданным вследствие неизбежности случайных ошибок измерений и наличия множества неинтерпретируемых источников, создающих сложные поля. Расшифровка таких полей в рамках детерминистской теории часто практически неосуществима. В то же время эти поля можно рассматривать как типичные функции некоторого эргодического ансамбля и определять при помощи статистических параметров. ...Информация об интересующем объекте определяется *уменьшением энтропии* распределения вероятностей суждений о возможных состояниях объекта. Тем самым допускается *случайность суждений*, являющаяся естественным следствием случайности измерений экспериментального поля».

Результаты работ его последователей в разных областях геофизики вошли в сборник **«Статистические методы интерпретации геофизических данных»** [9]. Данная монография посвящена приложениям информационно-статистической теории геофизических наблюдений. В ней подробно описываются теория и алгоритмы прослеживания параметризованных особенностей геофизических объектов и, в частности, прослеживания сейсмических волн и горизонтов. В книге был дан обзор статистических методов количественной интерпретации потенциальных полей, показаны способы построения разрезов магнитоактивных источников, а также результаты практического использования методов линейных преобразований полей, доказавшие их эффективность. Были также предложены теория и практические приемы построения алгоритмов распознавания геофизических объектов в условиях априорной неопределенности. Монография содержит описание статистических алгоритмов построения глубинных и временных сейсмических разрезов по первичным наблюдениям, по данным ОГТ, а также по комплексу продольных и

поперечных волн с учетом анизотропии. В последней главе отражен статистический метод интерпретации данных геоэлектрических зондирований, позволяющий провести информационный анализ экспериментальных данных, определить количество неизвестных параметров геоэлектрического разреза, оценить эффективность полученного решения.

Дальнейшее развитие теоретических идей Ф.М.Гольцмана отражено в двух монографиях. Первая из них получила название **«Статистическая интерпретация магнитных и гравитационных аномалий»** [10]. Она была написана совместно с его женой и многолетним соратником - Татьяной Борисовной Калининой, много лет проработавшей во Всесоюзном институте разведочной геофизики (НПО «Геологоразведка») и сыгравшей значительную роль в адаптации теоретических работ своего мужа. Эта книга вобрала в себя, в частности, результаты исследований докторской диссертации Т.Б.Калининой «Статистические методы оценивания в магнитометрии и гравиметрии», которая была успешно защищена в 1978 г. В их совместной монографии, получившей широкий научный резонанс со стороны ведущих геофизиков СССР, развивается общая теория оптимальной и субоптимальной количественной интерпретации потенциальных полей, а также комплекса геофизических данных; предложены постановка и алгоритмы решения на ЭВМ обратных задач магнитометрии (гравиметрии); исследованы зависимости качества и предельных возможностей интерпретации от ожидаемых характеристик объекта и параметров эксперимента. Книга оказалась настолько востребованной, что даже была переведена на китайский язык.

Другая монография, **«Физический эксперимент и статистические выводы»** [11], представляет собой учебное пособие, составленное на основе лекций по статистическим методам решений обратных физических задач, читаемых Ф.М.Гольцманом на физическом факультете ЛГУ. Основное внимание в книге уделяется физическим аспектам постановки задач, оптимизированным методам оценивания неизвестных параметров и распознавания качественных состояний объектов, исследованию ожидаемой эффективности и пороговых условий решения обратных физических задач. Кроме того, в книге предложена постановка задачи многоальтернативного распознавания по комплексу признаков с квантованной (дискретной) шкалой состояний. Данный подход резко расширяет область применимости статистической теории для решения обратных задач, позволяя использовать ее практически во всех сферах деятельности. Оперирование наряду с числовыми также и множеством неформализованных, интуитивно (экспертно) назначаемых состояний признаков открывает возможность использовать статистическую теорию в таких трудно формализуемых областях человеческих знаний, как геология, биология, медицина и пр.

Начиная с середины 80-х годов XX века, практическому внедрению идей Ф.М.Гольцмана способствовало появление персональных компьютеров (ПЭВМ). Им были разработаны алгоритмы разделения волн и построения разрезов в сейсморазведке, предложены алгоритмы решения обратных задач грави-магнито-электроразведки на основе статистического моделирования с учетом влияния мешающих параметров. Большое внимание уделялось оценкам эффективности формализованных решений.

Ф.М.Гольцман был талантливым человеком во многих проявлениях. До конца своих дней он был полон новых идей и оригинальных научно-методических подходов. Многие из них были опробованы им лично, для чего потребовалось освоить азы программирования. Будучи исключительно честным и порядочным в повседневной жизни, он искренне любил науку, музыку, литературу, туристические походы и прогулки, спортивные занятия в бассейне. К сожалению, ученый не успел встретить XXI век. После внезапной кончины в 1999 г., развитием методик, созданием современных программных комплексов для ПЭВМ и практической обработкой геоданных продолжили заниматься его жена и сын – Т.Б. и Д.Ф.Калинины. В результате совместных усилий появились компьютерные технологии, реализующие оптимальные статистические алгоритмы для интерактивного моделирования сред по наблюдаемым геопотенциальным полям (*Interact*), решения задач вероятностно-статистического прогноза (районирования) перспективных территорий по комплексам

геоданных (*MultAlt*) и др. Технологии были успешно внедрены в научно-производственном предприятии ФГУНПП «Геологоразведка» с целью камеральной обработки геофизических, геохимических и других данных. Опубликованы научные труды, посвященные различным методологическим аспектам информационно-статистического прогноза полезных ископаемых [12-14].

Последней печатной работой Ф.М.Гольцмана, вышедшей в свет вскоре после его смерти, стало учебное пособие «**Вопросы статистической обработки измерений**» [15]. Данная книга была написана по материалам курса лекций «Основы метрологии», которые автор читал в течение ряда лет студентам физического факультета Санкт-Петербургского государственного университета. Курс существенно отличается от традиционных лекций по обработке измерений тем, что он основывается на результатах теории информации и многомерного статистического анализа, получивших развитие во второй половине двадцатого столетия. Материалы учебного пособия в лаконичной форме посвящены краткому обзору необходимых сведений из теории вероятностей и математической статистики с трактовкой измерений, как систем случайных величин. В ней рассмотрены типовые варианты оптимизированного оценивания неизвестных параметров при обработке результатов прямых и косвенных случайных измерений, предложены общие приемы аналитического прогнозирования эффективности любых формализованных процедур интерпретации и типовые варианты построения алгоритмов интерпретации с примерами.

Научное наследие Ф.М.Гольцмана и Т.Б.Калининой - поистине выдающихся представителей отечественной геофизической школы, трудно переоценить и невозможно опровергнуть.

Список литературы.

1. *Cooley, J. W., Tukey, J. W.* An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series (англ.) // *Mathematics of Computation*. 1965. Vol. 19. p. 297-301
2. *Халфин Л.А.* Информационная теория интерпретации геофизических исследований // Докл. АН СССР. 1958, т. 122, № 6. С. 1007-1010
3. *Вудворт Ф.М.* Теория вероятностей и теория информации с применениями в радиолокации // М.: Сов. радио, 1955. -128 с.
4. *Гольцман Ф.М.* Основы теории интерференционного приема регулярных волн // М.: Наука, 1964. -284 с.
5. *Линник Ю.В.* Метод наименьших квадратов и основы математико-статистической теории обработки наблюдений // М.: Физматгиз, 1958. - 334 с.
6. *Kennett, B. L. N., and N. J. Kerry.* Seismic waves in a stratified half space. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 1979. 57, p. 557–583
7. *Tarantola, Albert.* Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation, Philadelphia: SIAM. 2005. 358 pp.
8. *Гольцман Ф.М.* Статистические модели интерпретации // М.: Наука, 1971. - 327 с.
9. Статистические методы интерпретации геофизических наблюдений : Сборник статей под ред. проф. Ф. М. Гольцмана // Л.: изд-во ЛГУ им. А.А.Жданова, 1971. - 78 с.
10. *Гольцман Ф.М., Калинина Т.Б.* Статистическая интерпретация магнитных и гравитационных аномалий // Л.: Недра : Ленингр. отд-ние, 1983. - 248 с.
11. *Гольцман, Федор Маркович.* Физический эксперимент и статистические выводы: Учеб. пособие / Ф. М. Гольцман. - Л. : Изд-во ЛГУ, 1982. -191 с.
12. *Гольцман Ф.М., Калинин Д.Ф., Калинина Т.Б.* Компьютерная технология MULTALT многоальтернативной классификации и прогноза по комплексу геоданных //Российский геофизический журнал. 2000. №17–18. С.64–70
13. *Калинин Д.Ф.* Информационно-статистический прогноз полезных ископаемых // Мин. природных ресурсов и экологии РФ, ФГУНПП «Геологоразведка», 2011. -164 с.
14. *Калинин Д.Ф., Яновская Ю.А., Долгаль А.С.* Использование статистических методов интерпретации потенциальных полей для изучения структурно-тектонического строения нефтегазоперспективных территорий // Геология нефти и газа. 2021. №2. С.27–36
15. *Гольцман Ф.М.* Вопросы статистической обработки измерений: Учебно-методическое пособие // СПб.: изд-во С.-Петерб.ун-та, 2000. -64 с.

УДК 550.837.211(571.63)

Особенности проявления берегового эффекта при магнитотеллурических зондированиях в Приморье (Дальний Восток)

В.Б. Каплун, А.К. Бронников

kaplun@itig.as.khb.ru

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия.

The results of magnetotelluric soundings performed in the Primorsky Territory in the south of the Russian Far East showed a weak influence of the coastal effect on the behavior of amplitude curves. Based on field data, a three-dimensional geoelectric model of Primorye was created, taking into account the coastline and bathymetry, and numerical modeling was carried out. The results of the calculations showed that the main factor influencing the behavior of the amplitude curves is the three-dimensional coastal effect, which weakly depends on the geoelectric section.

Приморье расположено на востоке Евразийского континента в пределах южной части Сихотэ-Алинской складчатой системы (САСС), которая простирается в северо-восточном направлении и омывается с юга и востока Японским, а с севера Охотским морями, соединенных между собой Татарским проливом. Контраст удельного электрического сопротивления (УЭС) горных пород континента и морской воды, который составляет свыше нескольких сотен Ом·м и 0.3-0.4 Ом·м, соответственно, вызывает сильную магнитотеллурическую аномалию, которая называется *береговым эффектом*. Это проявляется в виде значительного расхождения продольной и поперечной амплитудных кривых магнитотеллурических зондирований (МТЗ) при приближении к береговой линии и увеличении периода регистрации электромагнитного поля Земли. Влияние берегового эффекта может сказываться на расстоянии до нескольких сотен километров и зависит от параметров геоэлектрического разреза. Береговой эффект хорошо выражен в поведении магнитовариационных функций отклика, которые обычно представляются в виде типпера или индукционных стрелок реальной и мнимой частей вектора. В соглашении Визе-Паркинсона вещественный вектор направлен от зоны повышенной электропроводности к пониженной, т.е. от береговой линии в сторону континента.

В последние пять лет нами было выполнено пять профилей МТЗ с шагом 5-10 км длиной 250-350 км, три из которых расположены вкрест и два – вдоль простираения САСС [1, 2, 3, 4, 5] (рис. 1). Проведена регистрация пяти компонент электромагнитного поля Земли в широком диапазоне частот от 10 кГц до 0.001Гц в среднем в течение 18 часов на одном пункте наблюдения. Измерения выполнены электроразведочной станцией MTU-5A с индукционными датчиками МТС-30 и МТС-50.

Анализ амплитудных кривых показал, что береговой эффект практически не проявляется на их поведении при приближении к береговой линии. Направление вещественных векторов в основном согласуется с линией берега и перпендикулярны к ней, однако и в их распределении были выделены зоны с отличными от других направлениями или с аномально низкой длиной. Выполненные магнитовариационный и магнитотеллурический тесты [6] показали, что геоэлектрический разрез представляет собой трехмерную структуру начиная с периодов свыше 0.1 с. Об этом же свидетельствует и отсутствие коллинеарности между вещественным и мнимым векторами типпера.

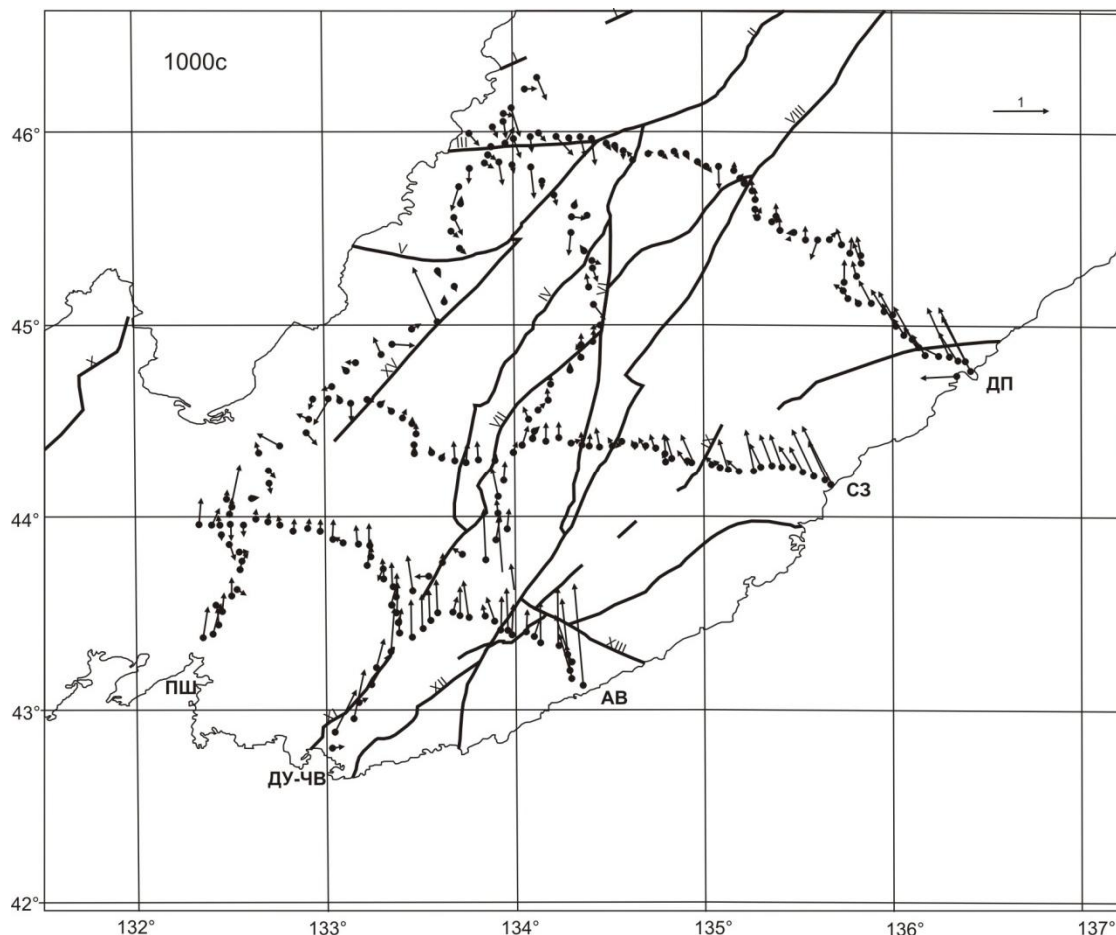


Рис.1. Схема расположения пунктов наблюдения МТЗ на пяти профилях с вещественными векторами Визе на периоде 1000 с. Жирными линиями показаны основные глубинные разломы. ДП, СЗ, АВ, ДУ-ЧВ, ПШ – аббревиатура профилей МТЗ.

Для выяснения причины слабого влияния берегового эффекта на поведение амплитудных кривых МТЗ нами было поведено трехмерное численное моделирование с использованием программы ModEM [7] на вычислительных ресурсах ЦКП «Центр данных ДВО РАН» [8]. В качестве исходной была создана базовая горизонтально-слоистая модель. Первый – мощностью 30 км и сопротивлением 10000 Ом·м, второй – 55 км, 300 Ом·м, третий – 35 км, 450 Ом·м, четвёртый – 40 км сопротивлением 100 Ом·м, пятый – мощностью 80 км сопротивлением 50 Ом·м, шестой – 320 км сопротивлением 10 Ом·м. Горизонтально-слоистая модель была построена на основе обобщения разрезов профилей, полученных ранее при инверсии МТЗ [2, 3, 9]. В вычислениях использовалась модель со следующими параметрами сетки: 166 ячеек по оси X, 169 – по оси Y и 27 – по оси Z. В горизонтальном направлении основная зона модели имела размеры 152x155ячейки с шагом 2.5 км, размер остальных ячеек по краям увеличивался с 5 км до 300 км для гашения краевых эффектов при решении. Вертикальная сетка, начиналась с 50 м и постепенно увеличивалась до 160 км. Прямая задача решалась для основного и дополнительного импедансов и типпера. Сетка периодов состояла из 50 периодов в диапазоне от 0.0001 с до 1000 с.

Моделирование показало, что форма амплитудных кривых, в случае учета береговой линии, значительно отличается от амплитудных кривых, полученных без его учета (рис.2). Особенно значительные расхождения отмечаются на меридиональных кривых. Для компенсации влияния берегового эффекта были выполнены численные расчеты с различными параметрами геоэлектрического разреза – изменением глубины залегания астеносферного проводящего слоя, сопротивления и мощности осадочного чехла, сопротивления и глубины залегания основных разломов и их различные комбинации. Однако

это не привело к значительному уменьшению влияния берегового эффекта и в значительной мере к изменению формы амплитудных кривых при приближении к береговой линии.

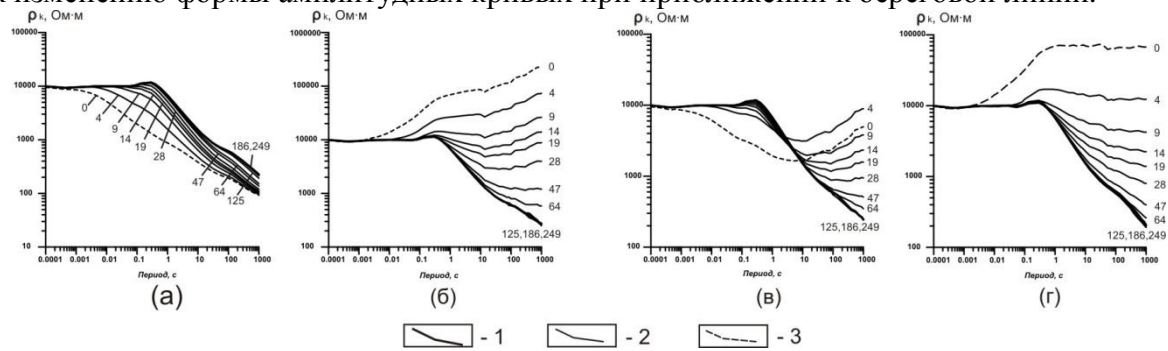


Рис. 2. Расчетные амплитудные кривые ρ_{xy} и ρ_{yx} для базовой модели на примере профиля СЗ: (а), (б) - без учета береговой линии, море расположено лишь с одной стороны перпендикулярно линии профиля; (в), (г) - с учётом береговой линии и батиметрии. Цифры у кривых – расстояние до берега по профилю, в км.

1 – континентальная кривая, 2 – кривые рядовых точек профиля, 3 – кривая береговой точки профиля.

На картах векторов Визе выделяются проводящие разломы мантийного заложения вплоть до периода 100 с, в зависимости от расстояния до берега, несмотря на влияние берегового эффекта. Вектора Визе в некоторых случаях из-за влияния берегового эффекта выстраиваются вдоль простирания проводящего разлома, что свидетельствует о взаимном влиянии проводящего разлома и берегового эффекта, которое искажает истинное направление вектора Визе от проводящего разлома.

Поведение векторов Визе на длинных периодах свыше 500 с, полученных в результате модельных расчетов, согласуется с полевыми данными. Однако величина векторов от модельных расчетов превышает величину векторов от полевых данных при удалении от берега моря на расстоянии 50-60 км. Это может свидетельствовать о наличии в литосфере крупных проводящих объектов, ослабляющих влияние берегового эффекта, которые не были учтены при моделировании. О наличии проводящих тел в земной коре и верхней мантии свидетельствуют геоэлектрические разрезы, полученные по данным профилям [1, 2, 3, 4, 5].

Моделирование показало, что верхняя мантия в южной части Сихотэ-Алинской складчатой системы имеет сложное анизотропное строение. На это указывает различие полевых и модельных амплитудных кривых, рассчитанных для трехмерного случая, но в рамках горизонтально-слоистой модели. Для лучшего соответствия форм полевой и расчетных кривых необходимо использовать модель со сложным анизотропным строением верхней мантии.

Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РФФ №22-27-00031.

Литература

1. Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алия по профилю г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. №5. С. 31-47.
2. Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алия по профилю г. Дальнереченск – с. Рожино – п. Пластун по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2019. Т.39. №5. С.3-13.
3. Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алия по профилю с. Абражеевка – п. Валентин по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2020. Т.39. №4. С.3-15.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

4. Каплун В.Б., Бронников А.К. Геоэлектрический разрез литосферы Ханкайского массива по профилю с. Пожарское – п. Шкотово по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2021. Т.40. №6. С. 20-33.
5. Каплун В.Б., Бронников А.К. Геоэлектрический разрез литосферы центральной части юга Сихотэ-Алинской складчатой системы по профилю г. Дальнереченск – зал. Находка по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2022. № 4. С. 60-74.
6. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2009. – 680 с.
7. Kelbert A., Meqbel N., Egbert G., Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Computers & Geosciences, 2014. V. 66. P. 40–53. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2014.01.010>
8. Сорокин А.А., Макогонов С.В., Королев С.П. Информационная инфраструктура для коллективной работы ученых Дальнего Востока России // Научно-техническая информация. Серия 1: Организация и методика информационной работы. 2017. № 12. С. 14-16.
9. Никифоров В.М., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Дмитриев И.В., Старжинский С.С., Шкабарня Г.Н. Особенности флюидного режима литосферы в зоне сочленения Южного Приморья и Японского моря по комплексу геофизических данных // Тихоокеанская геология, 2013. Т.32. №1. С.54-64.

УДК 550.83

Модели глубинного строения в районе локальных гравитационных аномалий на северо-восточной окраине Волго-Уральской антеклизы

Н.В. Конанова

konanova@geo.komisc.ru

Институт Геологии Коми НЦ УрО РАН имени академика Н.П.Юшкина, Сыктывкар, Россия

Intensive local gravimetric anomalies (Frolovsk, Chetdino, Lokchim, Kynmemtyla and others) in the south of Komi Republic were discovered, promising for the discovery of bodies of the basic (ultrabasic (?)) composition in the production of geological and geophysical works. Within them, a database of XYZ (recorded and extrapolated) in arbitrary units of the gravity field and their rectangular coordinates was created in the Microsoft EXCEL program, and the creation of grid files based on them formed the basis for calculations in the Golden Software SURFER program for the purpose of constructing models of the deep structure. As a result of the interpretation of the gravity field, geological and geophysical models of the deep structure of the Frolovsk, Chetdino and Lokchim local gravity anomalies of increased intensity of different signs were built.

Введение. В области тройного сочленения структур Кировско-Кажимского прогиба, Коми-Пермяцкого свода Волго-Уральской антеклизы с Вычегодским прогибом Мезенской синеклизы [1–3], осложненной присутствием магнитных пород Локчимского траппового поля [4, 5], выявлены интенсивные локальные гравитационные аномалии [6–8], перспективные на обнаружение тел основного (ультраосновного (?)) состава при проведении геолого-геофизических исследований (рис. 1, 2).

В пределах выявленных локальных аномалий создана база данных XYZ (снятых и экстраполированных) в условных единицах и их прямоугольных координат в программе Microsoft EXCEL. А создание по ним файлов в формате grid составило основу для проведения расчетов в программе Golden Software SURFER с целью построения геоплотностных моделей в зоне ответственности локальных гравитационных аномалий повышенной интенсивности разного знака. При интерпретации гравитационных данных использовались гравиметрические карты в редукции Буге 1:200000 и 1:1000000 масштабов [9]. Методика интерпретации гравитационного поля заключалась в создании системы взаимодополняющих вычислительных функций в программе Golden Software SURFER, применение которых приводит к извлечению информации об особенностях глубинного строения в виде геолого-плотностного разреза при минимуме априорных данных (поле V_z).

В первую очередь применялась операция простого среднеарифметического осреднения с шагом 1 км в скользящем окне 11x11 или 15x15 в центре палетки с целью определения регионального фона. Далее вычислялись локальные гравитационные аномалии путем исключения региональной составляющей из исходного поля. В дальнейшем остаточные и региональные аномалии вновь подвергались обработке и использовались для изучения более глубоких горизонтов с шагом в 1 км. Таким образом осуществлялся принцип последовательного исключения аномальных составляющих из наблюдаемого (остаточного) поля при помощи математического аппарата программы Golden Software SURFER.

Вертикальные и горизонтальные производные первого (V_{zz} и V_{zx}) и второго порядка (V_{zzz} и V_{zxx}) рассчитывались для оконтуривания блоков с различными значениями плотности пород по площади и в разрезе. Известно, что точки перехода через ноль вторых производных и экстремумы первых производных отражают границы блоков и разломы. Проводилось построение плотностных границ по градиентам первого и второго порядков, а также по вычисленным локальным аномалиям, обусловленных влиянием аномальных масс с повышенными и пониженными значениями плотности.

Результаты исследований и обсуждение. В геологическом строении северо-восточной окраины Волго-Уральской антеклизы и примыкающей к ней юго-западной части Вычегодского прогиба Мезенской синеклизы участвуют два структурно-формационных этажа. Нижний структурно-формационный этаж кристаллического фундамента Русской

плиты сложен метаморфизованными породами архея и нижнего протерозоя. AR-PR₁ фундамент на Волго-Уральской антеклизе залегает на глубине 1.8 – 3.5 км, а в Вычегодском прогибе Мезенской синеклизы – 3.5 – 4.5 км и более. Верхний структурно-формационный этаж представлен породами осадочного чехла рифейско-вендского, девонского, каменноугольного и пермского возрастов, перекрытыми четвертичными отложениями [1, 2, 3, 10]. При построении геолого-плотностных разрезов наиболее четко проявляется поверхность AR-PR₁ кристаллического фундамента, обладающая повышенными значениями аномальной плотности, а в осадочном чехле не менее явно прослеживаются еще две границы, связанные с кровлей R-V и, вероятно, пермских (?) отложений.

Ранее нами проводилась детализация поля силы тяжести в редукции Буге вдоль простирания широтного разлома и локализация месторасположения Зимстанского узла [6]. Субширотный разлом наиболее четко прослеживается по космогеологической карте. На детализационной полосе были обнаружены Фроловская, Четдинская, Локчимская и другие интенсивные локальные гравитационные аномалии разного знака, имеющие небольшие размеры в поперечнике (2 – 4 км) [7, 8], в пределах которых произведена интерпретация поля силы тяжести, а результаты интерпретации приведены в данной публикации.

Фроловская локальная гравитационная аномалия располагается вблизи Зимстанского узла пересечения систем ортогональных глубинных разломов. В блоковой структуре архейско-нижнепротерозойского кристаллического фундамента Русской плиты участок расположен в зоне краевых дислокаций северо-восточной окраины Волго-Уральской антеклизы. По структурам осадочного чехла он приурочен к зоне тройного сочленения Вычегодского и Кировско-Кажимского прогибов с Коми-Пермяцким сводом.

Форма Фроловской аномалии напоминает вид подковы (3*3.5 км) с двумя интенсивными до 24 мГал максимумами. Разломы представлены субширотными, субмеридиональными и диагональной (СЗ-ЮВ) системами разрывных нарушений (рис.3А), полученными в результате комплексной интерпретации производных первого и второго порядков. Плотностной разрез (рис.3В) пересекает два эпицентра подковообразной аномалии с максимальными значениями поля силы тяжести строго с запада на восток. Длина его составляет 16 км, а глубина исследований достигает 7 км. Удалось идентифицировать и проследить вдоль профиля поведение поверхности кристаллического AR-PR₁ фундамента, который залегает здесь на глубине от 2.1 до 3.5 км. В зоне восточной системы разломов наблюдается потеря корреляции границы фундамента, вероятно, математический аппарат расчетов производных не справился со сложными геологическими условиями на этом участке профиля, поскольку именно здесь располагается зона краевых дислокаций Волго-Уральской антеклизы и ее сочленение с Вычегодским прогибом Мезенской синеклизы.

Аномалеобразующие объекты Фроловской аномалии располагаются в пределах осадочного чехла, ограничиваясь вертикальными разломами и поверхностями двух геоплотностных границ внутри осадочного чехла, связанных с кровлей R-V и, вероятно, пермских отложений. Но их инверсионный характер простирания в разрезе и незначительные до 800 м мощности в эпицентре против 1700 м в центральной части «подковы», позволяют сделать вывод о том, что осадочные породы внутри этого интервала разреза, вероятно, содержат элементы пород основного (ультраосновного (?)) состава. Видимо, домезозойский внутриплитный магматизм Восточно-Европейской платформы, выявленный по результатам высокоточной аэромагнитной съемки [4, 5], находит отражение и в результатах интерпретации гравиметрического поля Фроловской локальной аномалии в зоне тройного сочленения тектонических структур.

Четдинская локальная изометричная аномалия поля силы тяжести расположена в пределах восточного борта Кировско-Кажимского прогиба в поле развития полосовых аномалий гравитационного поля меридионального простирания. Аномалия в плане имеет грушевидную форму (4*4 км) с одним интенсивным максимумом (рис.4А). Плотностной разрез (рис.4В) пересекает аномалию с юго-запада на северо-восток. Длина его составляет 18.5 км, а глубина исследований – 10 км. Поверхность кристаллического AR-PR₁

фундамента залегает здесь по гравиметрическим данным на глубине от 2.2 до 2.8 км. Также отображаются еще две плотностные границы внутри осадочного чехла, связанные с кровлей R–V и, вероятно, пермских отложений. В зоне юго-западной системы разломов наблюдается потеря корреляции этих гравиактивных границ в верхней части разреза.

Аномалеобразующие объекты располагаются здесь глубже, чем в районе Фроловской аномалии, в поле развития рифейско-вендских отложений осадочного чехла. Именно здесь в области наибольшей погруженности кровли консолидированного фундамента (2.5–2.7 км) в зоне высокого градиента гравиметрического поля находится система разломов глубокого заложения субвертикального простирания. Удивительно, но и в верхней части разреза, в зоне распространения пород верхнего структурного этажа ($V_3 - P_2$), отчетливо выявляются вертикальные разломы, затрудняя трассирование основных структурно-формационных этажей. По этим разломам, вероятно, можно предполагать проникновение различного рода флюидизатов с элементами основных и ультраосновных пород из высокоплотного резервуара в приповерхностные части геологического разреза в данном регионе. Вероятно, при своем продвижении наверх они ретушируют самую верхнюю гравиактивную границу, которая достаточно отчетливо фиксируется на соседних участках.

Локчимская система локальных гравиметрических аномалий располагается на широтном разломе и состоит из двух близко расположенных интенсивных локальных аномалий разного знака. В блоковой структуре архейско-нижнепротерозойского фундамента площадь участка расположена в области сочленения Кировско-Кажимского прогиба и Коми-Пермяцкого свода, а в структуре осадочного чехла она приурочена к зоне перехода от Намской ступени Кировско-Кажимского прогиба к Локчимскому поднятию Коми-Пермяцкого свода. Аномалия повышенных значений поля силы тяжести менее интенсивная и более изометричная (2*4 км), пониженных значений гравитационного поля (2*6 км) – градиентная и локально вытянутая (рис.5А). Плотностной разрез (рис.5В) пересекает два эпицентра с максимальными и минимальными значениями поля силы тяжести строго с запада на восток. Длина его составляет 14.5 км, а глубина исследований – 10 км.

Кристаллический фундамент залегает здесь на глубине от 1.7 до 1.9 км, но в зоне разломов наблюдается потеря корреляции границы фундамента, вероятно, он подвергнулся переработке во время сложных геологических процессов на этом участке профиля. Скорее всего именно здесь располагается зона краевых дислокаций и подвижек со стороны Коми-Пермяцкого свода и его сочленение с Кировско-Кажимским прогибом.

Аномалеобразующие объекты Локчимской локальной аномалии поля силы тяжести с пониженными значениями плотности располагаются в пределах осадочного чехла, ограничиваются разломами и поверхностями двух геоплотностных границ внутри осадочного чехла, связанных с кровлей AR–PR₁ фундамента и, вероятно, пермских отложений. Вследствие маломощности рифейско-вендских отложений или их полного отсутствия R–V граница по гравиметрическим данным на Локчимском участке не поддается идентификации. Однако, наличие в верхней части разреза нарушений сплошности распространения границ структурно-формационных зон вблизи разрывных нарушений, характер простирания в разрезе и незначительные до 1500 м мощности, указывают на то, что осадочные породы внутри этого интервала разреза могут содержать элементы пород с очень низкими значениями плотности (дефлюидизатов, туффизитов и др.).

Выводы. В результате проведенных исследований на северо-восточной окраине Волго-Уральской антеклизы построены геоплотностные разрезы до глубины 10 км, что позволило выявить особенности глубинного строения слабо изученных объектов и их мирагеническую специфику. Источником Локчимской аномалии является гравиактивное тело с дефицитом плотности на глубине в 1 км, корни которого уходят на глубину до 10 км в поле развития разуплотненных пород. Четдинская и Фроловская гравиметрические аномалии обусловлены гравиактивными объектами с избыточными значениями плотности, расположенными в пределах осадочного чехла на глубине в 1 км и 2 км соответственно в поле развития относительно плотных пород, корни которых распространяются также на глубину до 10 км

Мирагеническая специфика Четдинского объекта по результатам интерпретации поля силы тяжести скорее всего связана с особенностями формирования R-V пород Кировско-Кажимского прогиба, Фроловского – вероятно, с домезозойским магматизмом (?) в районе краевых дислокаций северной оконечности Волго-Уральской антеклизы в области сочленения с Вычегодским прогибом Мезенской синеклизы, а Локчимского – с продуктами дефлюидизации разуплотненных пород в зоне ответственности крутого западного борта Коми-Пермяцкого свода Волго-Уральской антеклизы.

В пределах Фроловской аномалии поля силы тяжести были проведены полевые рекогносцировочные геолого-геофизические работы и шлиховое опробование. В результате проведенных исследований обнаружен куст локальных магнитных аномалий, обогащенный не окатанными хромшпинелидами идеального октаэдрического габитуса, содержание Cr_2O_3 в некоторых из них превышает 64 % [11]. А на периферии интенсивной Четдинской гравитационной аномалии в результате рекогносцировочных полевых геолого-геофизических изысканий открыта [12] Четдинская радоновая аномальная область сопоставима с данными по объемной активности радона в пределах известного радиевого промысла пос. Водный Ухтинского района Республики Коми.

Совершенно очевидно, что северная часть Волго-Уральской антеклизы Русской плиты в условиях практически полного отсутствия сейсмических профилей требует проведения специализированных комплексных научно-исследовательских работ и дальнейших детальнейших геолого-геофизических изысканий.

Литература

1. Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР / Под ред. В. А. Дедеева. Л.: Наука, 1982. 200с.
2. Тектоническая карта Печорской плиты / Дедеев В.А., Юдин В.И., Богацкий В.И. и др. Коми филиал АН СССР. Сыктывкар. 1985.
3. Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна / Л.Т. Белякова, В.И. Богацкий, Б.П. Богданов, Е.Г. Довжикова, В.М. Ласкин. Киров: ОАО «Кировская областная типография», 2008. 288 с.
4. Буш В. А., Калмыков Б. А. Новые данные по домезозойскому внутриплитному магматизму Восточно-Европейской платформы / ГЕОТЕКТОНИКА. №5. 2015. С. 43–61.
5. Цыганов В. А. Новые данные о геологическом строении территории Мезенской синеклизы и ее перспективах на углеводороды (по результатам высокоточной аэромагнитной съемки) // Георесурсы. 2006. № 1(18). С. 26–35
6. Конанова Н. В. Узлы пересечения ортогональных разломов европейского севера России по геофизическим данным / Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, №7. Сыктывкар, 2019. с.8–14.
7. Конанова Н.В. Глубинное строение Тимано-Североуральского региона (по гравиметрическим данным). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 160 с. +16 с. цв.вкл.
8. Конанова Н.В. Геолого-плотностные модели глубинного строения в районе локальных гравитационных аномалий севера Волго-Уральской антеклизы // Вестник геонаук. 2022. 10 (334). С.3-10.
9. Гравиметрическая карта России, увязанная с картами по территории стран СНГ. М: 1:1000 000 / Гл. ред. О.В.Петров. Федеральное агентство по недропользованию. Федеральное государственное унитарное предприятие "Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского" (ФГУП "ВСЕГЕИ"). 2008.
10. Богацкий В.И., Богданов Б.П. Уточнение геологического строения и перспектив нефтегазоносности Казанско-Кажимского авлакогена и его обрамления. Ухта: ТП НИЦ-2, 2003.
11. Конанова Н. В., Удоратин В. В., Магомедова А. Ш. Магнитные аномалии зоны сочленения северо-восточной части Волго-Уральской антеклизы и Вычегодского прогиба / Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, №12. Сыктывкар, 2017. с.25—30.
12. Удоратин В. В., Езимова Ю. Е., Магомедова А. Ш. Радоновая съемка для картирования разломных зон Тимано-Североуральского региона. Сыктывкар, 2021. 153 с.

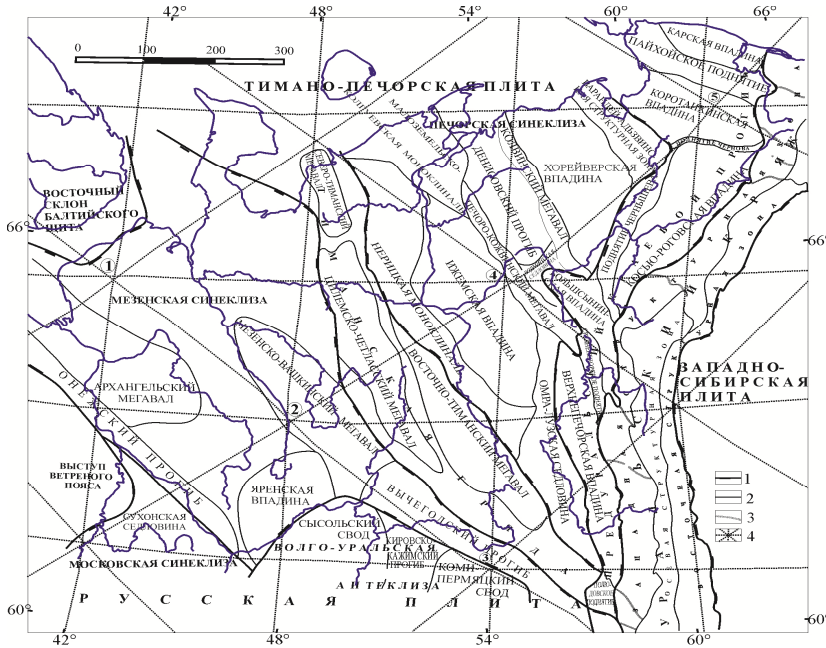


Рис.1. Глубинные системы разломных зон и узлы их пересечения на европейском севере России [1–3, 6–10 и др].
Условные обозначения: тектонические границы структур:
1 – надпорядковых;
2 – I порядка;
3 – поперечных Урала;
4 – разломные зоны и узлы их пересечений (цифры в кружках):
1 – Зимнебрежный, 2 – Вашкинский, 3 – Зимстанский, 4 – Ижма-Печорский, 5 – Коротaihинский.

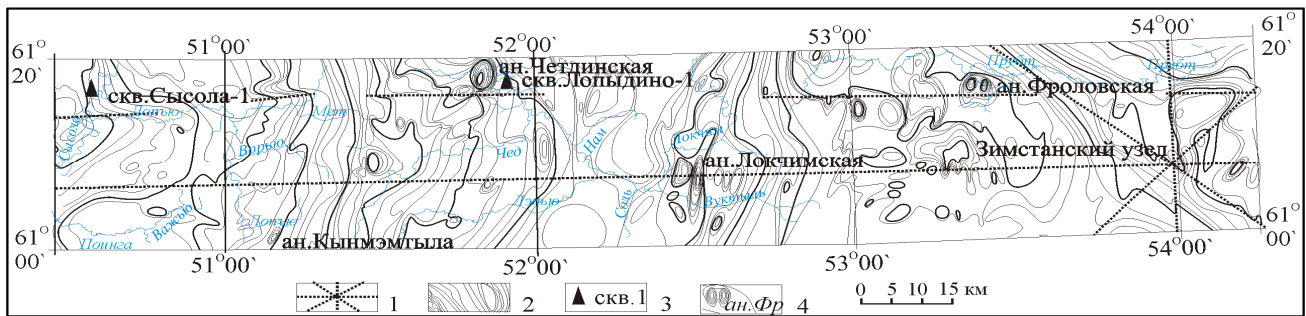


Рис.2. Схема размещения локальных гравитационных аномалий на юге Республики Коми.
Условные обозначения: 1 – глубинные разломы и узел их пересечений; 2 – гравитационные аномалии [9]; 3 – параметрические скважины; 4 – локальные аномалии гравитационного поля.

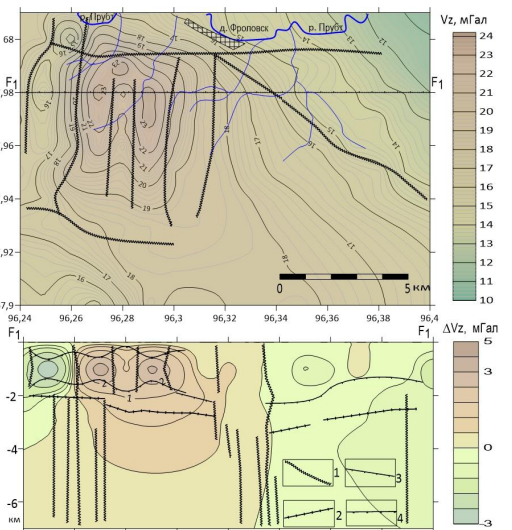


Рис. 3. А – Результаты интерпретации поля V_z , Фроловский участок. В – Геоплотностной разрез по линии профиля F_1 .
Условные обозначения: 1 – разломы, 2 – кровля AR-PR₁ фундамента, 3 – кровля R-V отложений, 4 – кровля P₂ (?) комплекса

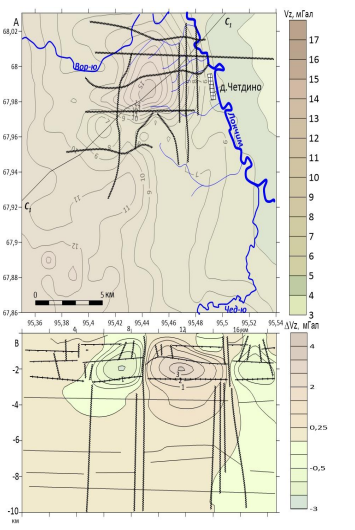


Рис. 4. А – Результаты интерпретации поля V_z , Четдинский участок. В – Геоплотностной разрез по линии профиля C_1 .
Условные обозначения на рис. 3.

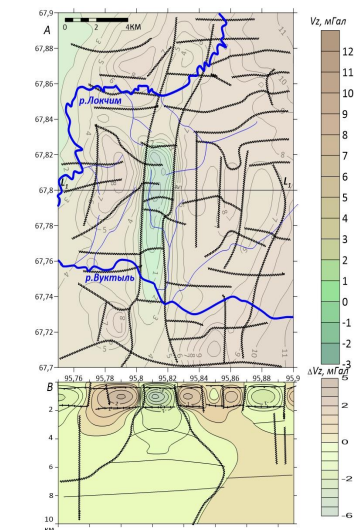


Рис. 5. А – Результаты интерпретации поля V_z , Локчимский участок. В – Геоплотностной разрез по линии профиля L_1 .
Условные обозначения на рис. 3.

УДК 550.8.013

Обратная задача геоэлектрики кусочно-постоянных изотропных сред на основе граничных интегральных уравнений

В.Н. Кризский¹, П.Н. Александров²

Krizskiy_VN@pers.spmi.ru, alexandr@igemi.troitsk.ru

1 - Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

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

Annotation: The work is a continuation of studies [1, 2] on solving inverse problems of mathematical geophysics in a linear formulation. In contrast to these works, where the solution was built on the basis of volumetric integral equations, here boundary integral representations and emerging boundary integral equations for solving the direct problem are used to construct a solution to the inverse coefficient problem of finding the constant electrical conductivity of a local isotropic inclusion located in a piecewise constant electrical conductivity of an isotropic host medium.

Аннотация: Работа является продолжением исследований [1, 2] по решению обратных задач математической геофизики в линейной постановке. В отличие от данных работ, где решение строилось на основе объемных интегральных уравнений, здесь используются граничные интегральные представления и возникающие граничные интегральные уравнения решения прямой задачи для построения решения обратной коэффициентной задачи по поиску постоянной удельной электрической проводимости локального изотропного включения, находящегося в кусочно-постоянной по электрической проводимости изотропной вмещающей среде.

Пусть в полупространстве Ω_0 с плоской границей «грунт/воздух» $z=0$ с постоянной удельной электропроводностью грунта σ_0 находится локальное включение Ω_1 с постоянной удельной электропроводностью среды σ_1 . Поверхность локального включения - S . Постоянный электрический ток возбуждается множеством точечных источников, расположенных в точках $A_k \in \Omega_0, k = 1, 2, \dots, N_a$. Интенсивность k -го источника тока - I_k ампер. Измерительные датчики тока находятся в точках $D_1, D_2, \dots, D_{N_d} \in \Omega_0$.

Интегральное представление для расчета потенциала тока в точке D_i имеет вид:

$$U(D_i) = \Delta\sigma \cdot \int_S \frac{\partial G(D_i, Q)}{\partial n_Q} U(Q) dS_Q + \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(D_i, A_k), \quad i = 1, 2, \dots, N_d, \quad (1)$$

где $\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1$; n_Q - вектор внешней нормали к поверхности S в точке Q ; $G(*, *)$ - функция Грина вмещающего полупространства:

$$G(P, Q) = \frac{1}{4\pi\sigma_0} \left(\frac{1}{R(P, Q)} + \frac{1}{R(P, Q^*)} \right),$$

$R(P, Q)$ - расстояние между точками P и Q , Q^* - точка, симметричная точке Q относительно плоской границы $z=0$.

Граничные на S значения потенциала $U(Q)$ могут быть найдены как решение интегрального уравнения Фредгольма второго рода

$$U(P) - \Delta\sigma \cdot \int_S \frac{\partial G(P, Q)}{\partial n_Q} U(Q) dS_Q = \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(P, A_k), \quad P, Q \in S. \quad (2)$$

Формулы (1), (2) - есть частный случай формул интегрального представления и интегрального уравнения для анизотропной среды [3]

$$U(D_i) = \int_S \left((\sigma_0 - \sigma_1) \cdot \nabla_Q G(D_i, Q), n_Q \right) U(Q) dS_Q + \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(D_i, A_k), \quad i = 1, 2, \dots, N_d; \quad (3)$$

$$U(P) - \int_S \left((\sigma_0 - \sigma_1) \cdot \nabla_Q G(P, Q), n_Q \right) U(Q) dS_Q = \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(P, A_k), \quad P, Q \in S, \quad (4)$$

в случае, когда тензоры электропроводности σ_0 и σ_1 - есть диагональные матрицы с равными диагональными элементами, т.е. когда среды изотропны.

Разбивая поверхность включения S на элементарные сегменты ΔS_j ($j = 1, 2, \dots, N_v$), применим в (1), (2) для вычисления интегралов квадратурные формулы :

$$\int_S \frac{\partial G(D_i, Q)}{\partial n_Q} U(Q) dS_Q = \sum_{j=1}^{N_v} \frac{\partial G(D_i, Q_j)}{\partial n_{Q_j}} U(Q_j) \cdot \Delta S_{Q_j}, \quad D_i \in \Omega_0, i = 1, 2, \dots, N_d; Q_j \in S, j = 1, 2, \dots, N_v;$$

$$\int_S \frac{\partial G(P_i, Q)}{\partial n_Q} U(Q) dS_Q = \sum_{j=1}^{N_v} \frac{\partial G(P_i, Q_j)}{\partial n_{Q_j}} U(Q_j) \cdot \Delta S_{Q_j}, \quad P_i, Q_j \in S, i, j = 1, 2, \dots, N_v.$$

Тогда равенство (1) можно представить в виде:

$$U_i = \Delta \sigma \cdot \sum_{j=1}^{N_v} g_{ij} \cdot U_j + I_{i0}, \quad i = 1, 2, \dots, N_d, \quad (5)$$

где $g_{ij} = \frac{\partial G(D_i, Q_j)}{\partial n_{Q_j}} \Delta S_{Q_j}$, $U_i = U(D_i)$, $U_j = U(Q_j)$, $I_{i0} = \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(D_i, A_k)$.

А уравнение (2) – в виде:

$$U_i - \Delta \sigma \cdot \sum_{j=1}^{N_v} g_{ij} \cdot U_j = I_{i0}, \quad P_i, Q_j \in S, i, j = 1, 2, \dots, N_v, \quad (6)$$

где $g_{ij} = \frac{\partial G(P_i, Q_j)}{\partial n_{Q_j}} \Delta S_{Q_j}$, $U_i = U(P_i)$, $U_j = U(Q_j)$, $I_{i0} = \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(P_i, A_k)$.

Матричный вид интегрального представления (5):

$$\vec{u}_d = \Delta \sigma \cdot \widetilde{\mathcal{G}}_{dv} \cdot \vec{u}_v + \vec{I}_{d0}, \quad (7)$$

$$\vec{u}_d = \begin{pmatrix} U(D_1) \\ U(D_2) \\ \vdots \\ U(D_{N_d}) \end{pmatrix}; \widetilde{\mathcal{G}}_{dv} = \begin{bmatrix} \frac{\partial G(D_1, Q_1)}{\partial n_{Q_1}} \Delta S_{Q_1} & \dots & \frac{\partial G(D_1, Q_{N_v})}{\partial n_{Q_{N_v}}} \Delta S_{Q_{N_v}} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial G(D_{N_d}, Q_1)}{\partial n_{Q_1}} \Delta S_{Q_1} & \dots & \frac{\partial G(D_{N_d}, Q_{N_v})}{\partial n_{Q_{N_v}}} \Delta S_{Q_{N_v}} \end{bmatrix}; \vec{u}_v = \begin{pmatrix} U(Q_1) \\ U(Q_2) \\ \vdots \\ U(Q_{N_v}) \end{pmatrix};$$

$$\vec{I}_{d0} = \begin{pmatrix} \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(D_1, A_k) \\ \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(D_2, A_k) \\ \vdots \\ \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(D_{N_d}, A_k) \end{pmatrix}.$$

Матричный вид интегрального уравнения (6):

$$\vec{u}_v = \Delta \sigma \cdot \widetilde{\mathcal{G}}_{vv} \cdot \vec{u}_v + \vec{I}_{v0}, \quad (8)$$

где $\widetilde{\mathcal{G}}_{dv} = \begin{bmatrix} \frac{\partial G(P_1, Q_1)}{\partial n_{Q_1}} \Delta S_{Q_1} & \dots & \frac{\partial G(P_1, Q_{N_v})}{\partial n_{Q_{N_v}}} \Delta S_{Q_{N_v}} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial G(P_{N_v}, Q_1)}{\partial n_{Q_1}} \Delta S_{Q_1} & \dots & \frac{\partial G(P_{N_v}, Q_{N_v})}{\partial n_{Q_{N_v}}} \Delta S_{Q_{N_v}} \end{bmatrix}; \vec{u}_v = \begin{pmatrix} U(P_1) \\ U(P_2) \\ \vdots \\ U(P_{N_v}) \end{pmatrix};$

$$\vec{I}_{v0} = \begin{pmatrix} \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(P_1, A_k) \\ \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(P_2, A_k) \\ \vdots \\ \sum_{k=1}^{N_a} I_k G(P_{N_v}, A_k) \end{pmatrix}.$$

Вектор \vec{u}_v значений потенциала на границе включения S , согласно равенству (8), может быть найден путем обращения матрицы:

$$\vec{u}_v = (E - \Delta \sigma \cdot \widetilde{\mathcal{G}}_{vv})^{-1} \cdot \vec{I}_{v0}. \quad (9)$$

Здесь E – единичная матрица.

Подставим (9) в (7), получим

$$\vec{u}_d = \Delta \sigma \cdot \widetilde{\mathcal{G}}_{dv} \cdot (E - \Delta \sigma \cdot \widetilde{\mathcal{G}}_{vv})^{-1} \cdot \vec{I}_{v0} + \vec{I}_{d0}.$$

Преобразуя последовательно, получим:

$$\begin{aligned} \vec{u}_d - \vec{I}_{d0} &= \widetilde{\mathcal{G}}_{dv} \cdot \left(\frac{1}{\Delta \sigma} E - \widetilde{\mathcal{G}}_{vv} \right)^{-1} \cdot \vec{I}_{v0}; \\ \widetilde{\mathcal{G}}_{dv}^T (\vec{u}_d - \vec{I}_{d0}) &= \widetilde{\mathcal{G}}_{dv}^T \widetilde{\mathcal{G}}_{dv} \cdot \left(\frac{1}{\Delta \sigma} E - \widetilde{\mathcal{G}}_{vv} \right)^{-1} \cdot \vec{I}_{v0}; \\ (\widetilde{\mathcal{G}}_{dv}^T \widetilde{\mathcal{G}}_{dv})^{-1} \cdot \widetilde{\mathcal{G}}_{dv}^T (\vec{u}_d - \vec{I}_{d0}) &= \left(\frac{1}{\Delta \sigma} E - \widetilde{\mathcal{G}}_{vv} \right)^{-1} \cdot \vec{I}_{v0}; \end{aligned}$$

$$\left(\frac{1}{\Delta\sigma}E - \mathcal{G}_{vv}\right) \cdot \left(\mathcal{G}_{dv}^T \mathcal{G}_{dv}\right)^{-1} \cdot \mathcal{G}_{dv}^T (\vec{u}_d - \vec{I}_{d0}) = \vec{I}_{v0} \quad .$$

Обозначим как вектор \vec{a} следующее выражение

$$\vec{a} = \left(\mathcal{G}_{dv}^T \mathcal{G}_{dv}\right)^{-1} \mathcal{G}_{dv}^T (\vec{u}_d - \vec{I}_{d0}) \quad . \quad (10)$$

Тогда

$$\begin{aligned} \left(\frac{1}{\Delta\sigma}E - \mathcal{G}_{vv}\right) \cdot \vec{a} &= \vec{I}_{v0} \quad ; \\ \frac{1}{\Delta\sigma} \vec{a} - \mathcal{G}_{vv} \vec{a} &= \vec{I}_{v0} \quad ; \\ \vec{a} &= \Delta\sigma \cdot (\vec{I}_{v0} + \mathcal{G}_{vv} \vec{a}) \quad . \end{aligned}$$

Или, обозначив вектор, стоящий в круглых скобках, через \vec{b} ,

$$\vec{b} = \vec{I}_{v0} + \mathcal{G}_{vv} \vec{a} \quad , \quad (11)$$

окончательно получим

$$\vec{a} = \Delta\sigma \cdot \vec{b} \quad . \quad (12)$$

Из (12) видно, что векторы \vec{a} и \vec{b} – коллинеарны, и равенство (12) представимо покомпонентно:

$$a_j = \Delta\sigma \cdot b_j, \quad j = 1, 2, \dots, N_v \quad .$$

Откуда

$$\Delta\sigma = a_j / b_j, \quad j = 1, 2, \dots, N_v \quad . \quad (13)$$

Из (13) следует, что искомый коэффициент $\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1$ может быть найден как отношение ненулевых компонент векторов \vec{a} и \vec{b} , или (для большей достоверности результата) – как среднее арифметическое таких отношений

$$\Delta\sigma = \frac{1}{N_v^0} \sum_{\substack{j=1 \\ a_j \neq 0, b_j \neq 0}}^{N_v} \frac{a_j}{b_j} \quad . \quad (14)$$

Здесь N_v^0 – количество таких ненулевых компонент.

Для решения обратной задачи определения удельного электрического сопротивления локального включения остается из равенства $\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1$ вычислить σ_1 :

$$\sigma_1 = \sigma_0 - \Delta\sigma \quad . \quad (15)$$

Замечание 1: Для нахождения σ_1 достаточно одного источника поля ($N_a = 1$).

Замечание 2: Для обратимости матрицы $(\mathcal{G}_{dv}^T \mathcal{G}_{dv})^{-1}$ количество приемников тока N_d должно быть не менее числа сегментов разбиения поверхности локального включения N_v .

Замечание 3: Все формулы остаются верными, если локальное однородное изотропное включение целиком находится в любой другой кусочно-однородной вмещающей среде (например, в горизонтально слоистой) в ее сегменте с удельной электрической проводимостью σ_0 . Следует лишь использовать формулу (или алгоритм) вычисления соответствующей функции Грина $G(P, Q)$ и градиента функции Грина $\nabla_Q G(P, Q)$ вмещающей среды.

В итоге, можно сформулировать следующий вычислительный

Алгоритм:

1. Задать:

- вмещающее кусочно-однородное пространство, описав его границы и удельные электрические проводимости составляющих его сегментов (для случая вмещающего однородного полупространства Ω_0 с плоской границей $z=0$ – указать его удельную электропроводность σ_0);
- локальное включение Ω_1 , описав его границу S (например, параметрически или сплайном);
- координаты источников электрического поля – точек A_1, A_2, \dots, A_{N_a} и интенсивности их токов I_1, I_2, \dots, I_{N_a} ;
- координаты измерительных датчиков электрического поля D_1, D_2, \dots, D_{N_d} ;

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

- вектор \vec{u}_d измеренных значений потенциала электрического тока в N_d датчиках /размерности N_d /.
- 2. Осуществить разбиение поверхности локального включения S на сегменты ΔS_j ($j = 1, 2, \dots, N_v; N_v \leq N_d$).
- 3. Сформировать матрицы: $\widetilde{\mathcal{G}}_{dv}$ /размерности $N_d \times N_v$ /, $\widetilde{\mathcal{G}}_{vv}$ /размерности $N_v \times N_v$ / и векторы \vec{I}_{d0} /размерности N_d /, \vec{I}_{v0} /размерности N_v /.
- 4. Вычислить вектор: $\vec{a} = (\widetilde{\mathcal{G}}_{dv}^T \widetilde{\mathcal{G}}_{dv})^{-1} \widetilde{\mathcal{G}}_{dv}^T (\vec{u}_d - \vec{I}_{d0})$ /размерности N_v /.
- 5. Вычислить вектор: $\vec{b} = \vec{I}_{v0} + \widetilde{\mathcal{G}}_{vv} \vec{a}$ /размерности N_v /.
- 6. Вычислить среднее арифметическое: $\Delta\sigma = \frac{1}{N_v} \sum_{\substack{j=1 \\ a_j \neq 0, b_j \neq 0}}^{N_v} \frac{a_j}{b_j}$.
- 7. Вычислить удельную электропроводность включения: $\sigma_1 = \sigma_0 - \Delta\sigma$.

Литература

1. Александров П.Н., Кризский В.Н. Решение линейной коэффициентной обратной задачи геофизики на основе интегральных уравнений // Физика Земли. 2022. № 2, с. 136–143.
2. Александров П.Н., Кризский В.Н. Прямая и обратная задача геоэлектрики бианизотропных сред на основе объемных интегральных уравнений // Физика Земли. 2022. № 3, с. 92–107.
3. Кризский В.Н. О способе вычисления физических полей в кусочно-анизотропных средах. Часть I. Стационарные поля // Вестник БашГУ.– 2009, Т.14, №3. с.726-730.

УДК 553.3:550.837: 551.345.537

Геоэлектрические параметры мерзлых пород Западной Сибири

А.В. Кузин¹, Е.С. Зырянова^{1,2}

kuzin-av@mail.ru, uralrc@specgeo.ru

1 – ФГБОУ ВО «Уральский государственный горный университет», Екатеринбург

2 - ФГБУ «Гидроспецгеология» «УРЦ ГМСН», Екатеринбург

Abstract:

The results of works and generalization of electrometric studies of frozen and unfrozen rocks for the region of the northern third of the West Siberian lowland are presented in the article. The table of values of specific electrical resistance and dielectric permittivity of loose rocks of different lithological composition, genesis, their position in various geomorphologic landforms is compiled. typical VES curves taken in the talik zones above the river valleys, on the frozen terraces of river valleys, on swampy floodplains, on frost heave bumps, in forest tundra with thawed layer of soil and sands over the permafrost strata are presented. We show investigation by VES method of the unique in size frost heave located on the terrace of the Seyakha river terrace, including two layers of frozen rocks. The evaluation of the use of GPR surveys in river valleys with non-frozen rocks was made. The problems of methodological support for material processing are described in the work.

Key words: permafrost, specific electrical resistance, permittivity, frost bumps, VES method, georadar (GPR).

В данной статье рассматриваются геоэлектрические параметры: удельное электрическое сопротивление (УЭС) и диэлектрическая проницаемость ϵ рыхлых горных пород различного состава и генезиса. В условиях резко континентального климата Западной Сибири параметры представляются сложной динамической системой. Изменение УЭС и ϵ горных пород верхней части разреза происходит при их сезонном промерзании и оттаивании, и изменении влагонасыщенности. Однако систематизация данных о значениях УЭС различных литологических разностей горных пород, поведении параметров в разных природных условиях позволяют выделить их основные характерные значения, дающие возможность составить физико-геологические модели изучаемой среды и выбрать рациональный комплекс геофизических исследований. Значения УЭС горных пород позволяют прогнозировать поведение в среде полей постоянного и низкочастотного токов при проведении электроразведки по методу сопротивлений. Значения ϵ – поведение высокочастотного электромагнитного поля при использовании георадаров и методов с применением стационарных и нестационарных полей (радиокип, зондирование становлением поля и т.п.). Данные о значениях УЭС были получены в результате собственных полевых работ, значения диэлектрической проницаемости взяты из опубликованных источников и руководству по эксплуатации георадара, используемого при работах на севере Сибири.

На рис. 1 приведена схема геологического разреза толщ четвертичного возраста морских и континентальных отложений в районе к северу от широтного течения Оби, где мощность сплошного и островного многолетнего промерзания составляет порядка 30-50 м [1, 5, 6]. Приведем пояснения к рисунку, обращая внимание на характерные черты геологического строения и значения электрических параметров, отмечая некоторые особенности. На рисунке не отражены электрические параметры бугров пучения на речной террасе, рассмотрим это на отдельном примере ниже.

Под толщей многолетнемерзлых пород могут залегать не только глины со значениями УЭС 5-15 Ом.м, но и морские кварцевые немерзлые пески мощностью до 100-200 м с пресной водой (шайтанская, атлымская свиты). Тогда их УЭС может достигать 200-300 Ом.м. Диэлектрическая проницаемость глин порядка 20-40 ед., песков - не превысит 10-20.

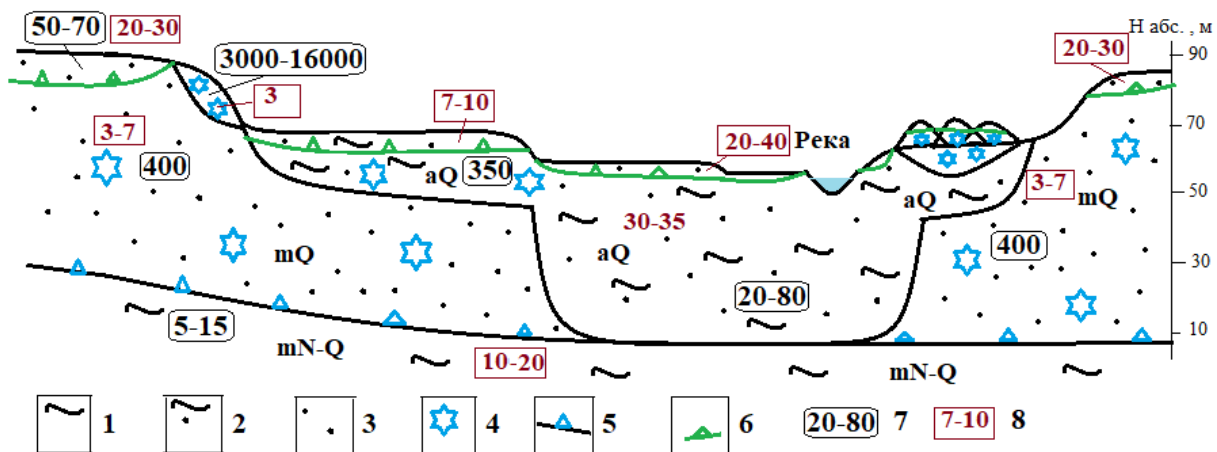


Рис. 1. Обобщенный геоэлектрический разрез рыхлых морских и аллювиальных горных пород в северной трети Западно-Сибирской низменности: 1 – глины, 2 – суглинки, 3 – пески, 4 – участки многолетнемерзлых пород (ММП), 5 – подошва ММП, 6 – подошва активного слоя, 7 – значения удельного электрического сопротивления, 8 – значения диэлектрической проницаемости

Глубина промерзания толщи песков морских равнин определяется не только близостью к арктическим широтам, но и ареалом трансгрессии моря в период зырянского оледенения в верхнем плейстоцене [6]. Так, вдоль восточного склона Полярного Урала к северу от широты 66° породы Сибирской низменности проморожены на глубину 10-15 м, а южнее – на 20-28 м: северная часть была прикрыта морем, а южная была сушей [4, 6].

Температура многолетнемерзлых пород (ММП) морских равнин, сложенных кварцевыми песками, составляет обычно минус 0,5-3 °С. Льдистость в них частичная. Это рыхлая современная мерзлота, во время оледенений температура горных пород опускалась до минус 16-20 °С [5, 6]. Значения УЭС современных ММП – порядка 350-750 Ом.м.

Речные долины многочисленных средних рек имеют глубину вреза в толщу морских песков порядка 30-40 м. Ширина долин – около 400-500 м. Под долинами западносибирских рек, располагающихся на широтах до $67-68^\circ$ рыхлые аллювиальные отложения обычно находятся в немёрзлом состоянии. Севернее (на Мессояхе и притоках), где мощность ММП достигает 200-300 м, под реками и протоками сплошных таликов нет, но встречаются локальные окна таликов. В таликах УЭС песчано-глинистых аллювиальных отложений составляет 20-80 Ом.м. На рис. 1 приведен вариант геологического разреза, когда талик под речной долиной смыкается с немёрзлыми глинистыми породами морских лагун.

Отложения отдельных древних (плиоцен [1]) террас рек могут находиться после оледенений четвертичного периода в промороженном состоянии. Состав осадков песчано-глинистый, УЭС их составляет порядка 300-400 Ом.м, диэлектрическая проницаемость – 3-7 ед.

Есть особенности поведения УЭС и диэлектрической проницаемости в верхнем слое, представленном обычно почвой с моховой и кустарниковой растительностью, делювиальными суглинками, аллювиальными песками. Это так называемые активный слой оттаивания летом и промораживания зимой. Мощность его составляет 0,5-2 м. В нормативных документах и отчетах обычно приводят для севера Западной Сибири глубину сезонного промерзания глин в 1,5-1,8 м, песков – до 2,5 м. Такие глубины возможны для площадок, открытых для масс холодного воздуха: автодорог, стройплощадок. В реальных условиях площадок и трасс изысканий, покрытых мхом, снегом, глубина промерзания может составлять 0,2-0,4 м или вообще почва не промерзает. Выпадении снега в осенний сезон на увлажнённую травяную или моховую растительности – важное условие сохранения талого грунта.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Особые условия сезонного промерзания грунтов могут возникать на склонах балок, уступах речных террас, где снежный покров не устанавливается из-за сдувания снега ветрами. Здесь почва и грунт промораживаются на 1-2 метра до температуры минус 10-16 градусов. И на таких участках УЭС грунтов может достигать 3-16 тыс. Ом.м. На склонах северной экспозиции такие породы могут не оттаивать и в летний период [3].

На рис. 2. приведены несколько типичных кривых ВЭЗ, полученных в Туруханском крае в северо-восточной части Западной Сибири, на правом берегу р. Таз. Комментарии к кривым даны в подрисуночной подписи, здесь можно только отметить разнообразие типов кривых, широкий диапазон значений УЭС, характеризующих толщ горных пород различного состава, генезиса, залегающих в различных геоморфологических формах рельефа. Более подробно эти особенности геоэлектрических параметров отражены в таблице.

Таблица

Геоэлектрические параметры мёрзлых и немёрзлых рыхлых горных пород северной трети Западно-Сибирской низменности

Литологический состав, генезис, морфологическое положение	УЭС, Ом.м	Диэлектрическая проницаемость
а) немёрзлые		
Делювиальные суглинки	40-70	15-20
Торф	120-160	3-10
Аллювиальные суглинки	30-50	15-20
Аллювиальные пески	50-120	15-20
Валунно-галечниково-глинистые ледниковые отложения	30-90	20-30
б) многолетнемёрзлые (температура минус 0,5-4 °С)		
Суглинки аллювиальные	350-400	5-10
Пески морских равнин	300-500	5-7
Ледниковые отложения	300-1200	5-6
Песчано-льדיстые ядра бугров пучения	2-6 тыс.	3-4
Лед	5-10 тыс.	3-4
в) сезонномёрзлые (температура минус 9-16 °С)		
Торф, почва	0,5-3 тыс.	3-4
Пески	6-22 тыс.	3-4
Суглинки	4-10 тыс.	3-5

При интерпретации кривых ВЭЗ нами применялась модель с геоэлектрическими слоями однородного сопротивления. Исследования геофизиков Якутии показали, что в слое мёрзлых пород УЭС чаще всего возрастает от кровли к подошве слоя [2]. Это возможно установить при систематических методических работах по изучению геоэлектрических параметров ММП и их температуры.

На рис. 3. приведен геоэлектрический разрез над уникальным по размеру бугре пучения, находящемся на Ямале на первой террасе р. Сеяха. Установлен четырехслойный геоэлектрический разрез. Под самим бугром с превышением до 5 м собственно песчано-ледяное ядро его не выделяется. Мощность высокольдистых пород в центральной части бугра составляет 3 м, а на сводах возрастает до 5-8 м. Под этим слоем залегают пески с УЭС порядка 160-436 Ом.м. Они могут быть в немёрзлом состоянии или малольдистые. Под ними залегают относительно высокоомный слой с реликтовой мерзлотой с УЭС 627-1070 Ом.м. Таким образом, на террасе реки может находиться разрез с двумя пластами ММП, отражающий сложную многостадийную историю формирования толщ, их промораживания и оттаивания.

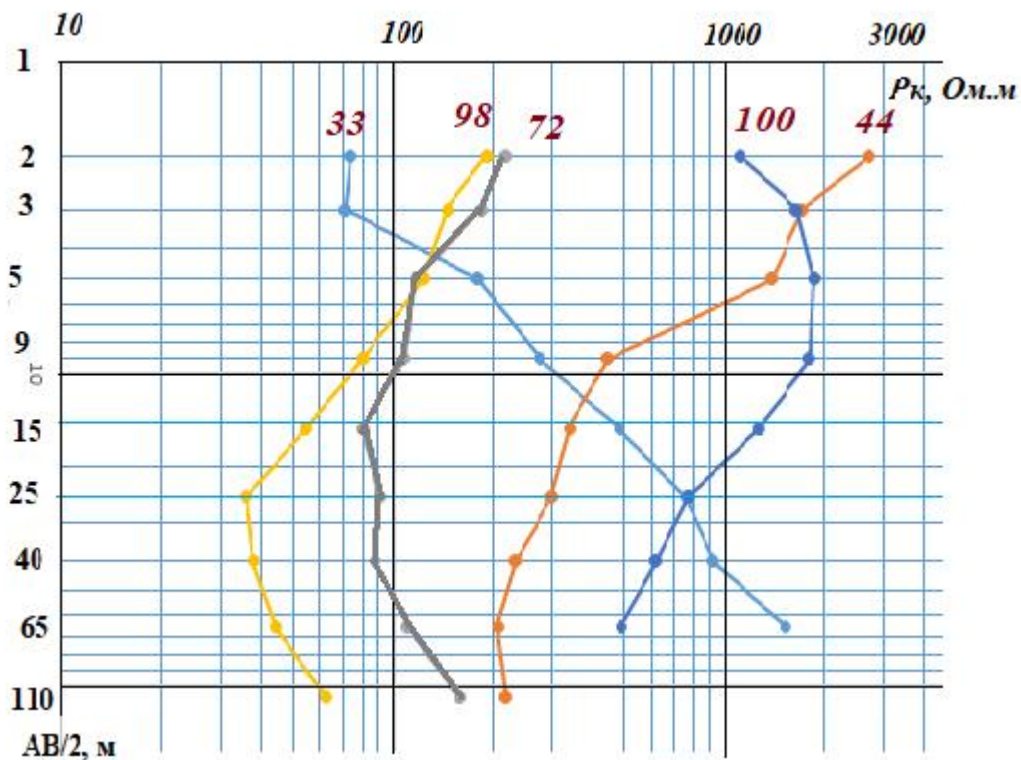


Рис. 2. Типичные кривые ВЭЗ: № 33 – лесотундра с оттаявшим слоем суглинков на многолетнемёрзлых песках морских террас, № 44 – промороженная терраса р. Средний Тогоул, № 72 – надпойменная терраса ручья без ММП в палеорусле, № 98 – заболоченная заторфованная долина ручья, № 100 – бугры пучения на террасе заторфованной речной долины

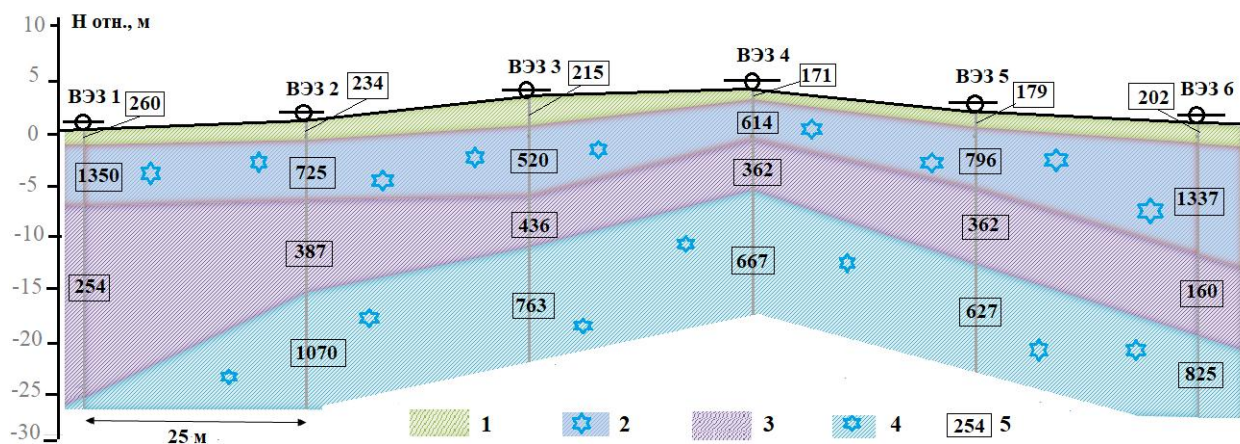


Рис. 3. Геоэлектрический разрез по данным ВЭЗ бугра пучения размером в плане более 70 м на террасе р. Сеяха: слой сезонного оттаивания (моховая шапка с песком), 2 – высокольдистые (льда более 50 %) пески, 3 – пески малольдистые, 4 – многолетнемёрзлые породы

Опыт применения георадарных съёмок на речных долинах средних рек на правобережье р. Таз показывает, что речной немёрзлый водонасыщенный аллювий северных рек, особенно аллювий глинистого состава, – не самый лучший объект исследования, так как в этих породах затухание электромагнитной волны максимальное (ϵ достигает величины 25-35). Глубина исследования в таких условиях не превышает 3-5 м.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

При построении георадарных глубинных разрезов исследователь задаёт параметр диэлектрической проницаемости по рекомендации методического руководства. Без опорных данных о глубине геологических границ ошибки построений могут быть существенными. Между тем, еще в 60-е годы XX века разработаны методические приёмы для определения диэлектрической проницаемости слоя известной мощности посредством обработки годографа времени прихода отраженного от подошвы слоя электромагнитного сигнала. Построение годографов электромагнитной отраженной волны по радиальным лучам позволит определить наклон отражающей границы. Методически разработано определение ε по кривизне годографа дифрагированной волны, зафиксированной на радарограмме от локального источника (валун) в среде. Так что, разработчикам георадаров следует совершенствовать методическое руководство к проведению съёмок и обработке материалов.

Освоение Арктического региона России требует дальнейшего совершенствования методов, методик, технологий геофизических работ. Разнообразие геологических условий среды, её изменчивость делают задачу очень сложной, но тем самым очень творческой, интересной.

Литература

1. Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. М.: Изд-во МГУ, 1978. 198 с.
2. Кириллов В.А., Писарев С.А. Условия применения метода ВЭЗ при поисках погребенных россыпей в прибрежно-морских районах/ Мингео РСФСР, Магадан, 1975. 203 с.
3. Кузин А.В. Исследования мёрзлых пород Западной Сибири электроразведкой. Научная монография. LAP-publising. 2012. 67 с.
4. Кузин А.В., Туленина Ю.В. Мощность слоя многолетнемёрзлых пород на восточном склоне Полярного Урала по данным ВЭЗ/ Геоэкология, 2011, № 5, С. 474-476.
5. Общее мерзлотоведение (геокриология), изд. 2, Учебник. Под ред. В.А. Кудрявцева. М, Изд-во МГУ, 1978. 463 с.
6. Розенбаум Г.Э., Шполянская Н.А. Позднекайнозойская история криолитозоны Арктики и тенденции её будущего развития. М.: Научный мир, 2000. 104 с.

УДК 550.832.7

Автоматизированная интерпретация данных электрического и электромагнитного каротажа для глинистых терригенных коллекторов Западной Сибири

О.Б. Кузьмичев, Р.К. Газизов

KuzmichevOB@bnipi.rosneft.ru

ООО «РН-БашНИПИнефть», Уфа, Россия

The article presents an analytical solution to the direct problem of the method of spontaneous polarization of rocks in a well crossing an electrically inhomogeneous reservoir of limited thickness with a drilling mud penetration zone. The analytical solution of the problem obtained by the employees of Schlumberger-Doll Research (M.R. Taherian, et al) for an impermeable reservoir in the absence of a penetration zone is a special case of the analytical solution of the direct problem of the spontaneous polarization method presented in this article. Based on the analytical solution of the direct problem for the model given in the article, the inverse problem of the spontaneous polarization method was solved taking into account the potentials of the enclosing layers. The result of solving the inverse problem of the self-polarization method in combination with the methods of well electrometry for the Middle Cretaceous formations (Achimov deposits) of one of the deposits of Western Siberia using algorithms for solving the direct PS problem by the integro-interpolation method for a well intersecting a bundle of radially inhomogeneous formations with a penetration zone and an analytical solution of the direct problem for a single radially inhomogeneous formation of limited thickness, taking into account the potentials of the enclosing layers, given in this article. It is shown that the results of solutions of the inverse problem, using numerical and analytical solutions of the direct problem, coincide with an accuracy acceptable for interpretation.

Based on the theoretical studies carried out, a methodology has been developed for estimating the calculation parameters of complex-built PS according to standard logging data in combination with GIS electrometodes, where the static potential of the ENP is calculated by solving the direct and inverse problems of logging of the PS for a reservoir model of limited thickness with a penetration zone and the correlation dependence of the "core-GIS" static potential of the ENP on the volumetric humidity W . An example of interpretation of low-permeable, low-resistance oil-saturated reservoirs of Jurassic sediments for the operational assessment of reserves of the Martovsky and Zaozerny deposits of Western Siberia is given.

The algorithm proposed in the article is supposed to be used in the corporate software of PJSC Rosneft for petrophysical modeling.

Введение

При представлении материалов геологического моделирования и подсчета запасов УВ в ФБУ «ГКЗ РФ» приняты два способа оценки коэффициента нефтегазонасыщенности [1]:

1. В первом (основном) способе в качестве петрофизической основы используются зависимости Дахнова-Арчи между относительным сопротивлением и пористостью ($P_n=f(K_p)$) и параметром насыщенности (коэффициентом увеличения сопротивления) и водонасыщенностью ($P_n=f(K_v)$), построенные по представительным результатам анализов керна.

2. Альтернативным вариантом определения коэффициента нефтенасыщенности является использование корреляционной связи между удельным электрическим сопротивлением пласта и его объемной влажностью (W), обоснованной результатами анализа керна и каротажа в скважинах, пробуренных с использованием промывочной жидкости на нефтяной (нефтяной) основе (РНО).

Обе эти методики напрямую включают удельное электрическое сопротивление нефтенасыщенного пласта, которое может быть искажено в силу различных причин (из-за присутствия в пласте сульфидов железа, окислов и железистых пленок на поверхности пор и нефтяных капель, поверхностной проводимости при низкой минерализации пластовой воды

и высокого содержания глинистого цемента в поровом пространстве, наличия подвижных межслоевых катионов и т.д.). Соответственно, коэффициент нефтенасыщенности, определенный по этим методикам, также будет некорректным, что приведет в дальнейшем к определенным трудностям при создании прогнозной геологической модели нефтяной залежи и месторождения в целом. Указанные соображения приводят к необходимости разработки новых методических и алгоритмических подходов к обоснованию подсчетных параметров: толщин пластов, коэффициентов пористости и нефтегазонасыщенности.

В 1995 году сотрудниками фирмы “Schlumberger-Doll Research” было опубликовано аналитическое решение прямой задачи ПС для непроницаемого пласта, ограниченной толщины (рис. 1), которое было проверено экспериментально [2].

Решение имеет вид [2]:

$$U_{\text{ПС}} = -E_{\text{ПС}} \frac{\sigma_{\text{П}} h}{\sigma_{\text{С}} \pi} \int_0^{\infty} \frac{\sin\left(\frac{mz}{2}\right)}{\frac{m^2}{2}} \frac{K_1(mr_{\text{С}})}{N(m)} \cos mz \, dm, \quad (1)$$

где $N(m) = \frac{\sigma_{\text{П}}}{\sigma_{\text{С}}} I_0(mr_{\text{С}}) K_1(mr_{\text{С}}) + I_1(mr_{\text{С}}) K_0(mr_{\text{С}})$; $I_0(x)$, $I_1(x)$, $K_0(x)$, $K_1(x)$ – модифицированные функции Бесселя от вещественного аргумента.

Рассмотрим более общую постановку задачи при наличии зоны проникновения бурового раствора в пласт (рис. 2).

Метод решения прямой и обратной задачи ПС

Для решения прямой задачи метода ПС в проницаемом пласте ограниченной толщины рассмотрим модель пласта – коллектора (рис. 2) толщины h и удельной электрической проводимости пласта $\sigma_{\text{П}}$, с зоной проникновения радиуса $R_{\text{ЗП}}$ и удельной электрической проводимости зоны проникновения $\sigma_{\text{ЗП}}$, пересеченного скважиной радиусом $r_{\text{С}}$ и удельной электрической проводимости скважины $\sigma_{\text{С}}$.

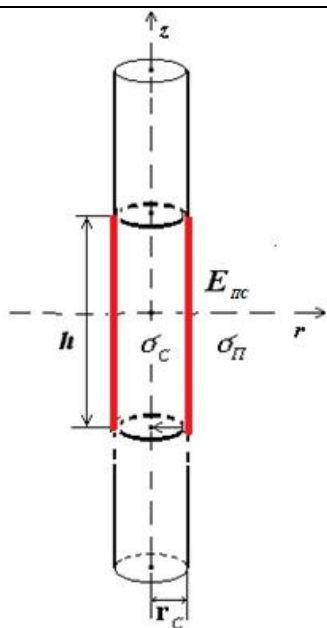


Рис. 1 – Модель непроницаемого коллектора, пересеченного скважиной и имеющего ДЭС на стенке скважины: h – толщина пласта, $r_{\text{С}}$ – радиус скважины, $E_{\text{ПС}}$ – статический потенциал ПС на стенке скважины, $\sigma_{\text{С}}$ – удельная электрическая проводимость скважины; $\sigma_{\text{П}}$ – удельная электрическая проводимость пласта.

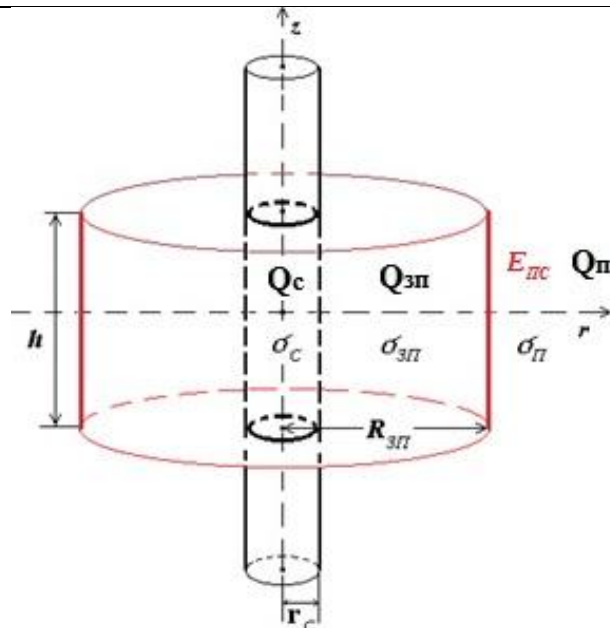


Рис. 2 – Модель электрически неоднородного пласта ограниченной толщины с зоной проникновения: $R_{\text{ЗП}}$ – радиус зоны проникновения, $E_{\text{ПС}}$ – статический потенциал ПС на границе «зона проникновения – пласт», $\sigma_{\text{ЗП}}$ – удельная электрическая проводимость зоны проникновения, $Q_{\text{С}}$, $Q_{\text{ЗП}}$, $Q_{\text{П}}$ – геометрические факторы скважины, зоны проникновения и пласта, соответственно. Другие обозначения те же, что и на рис. 1.

На цилиндрической границе «зона проникновения – пласт» расположен двойной электрический слой (ДЭС) напряженностью $E_{\text{ПС}}$. Согласно принципу эквивалентности Б.Ю. Вендельштейна [3] можно считать, что весь ДЭС сосредоточен на границе «зона проникновения – пласт», т.к. статический потенциал равен сумме потенциалов на вертикальных и горизонтальных границах.

Измеряемый потенциал $U_{\text{ПС}}$ на оси скважины удовлетворяет однородному уравнению Лапласа [4, 5]:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial r} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0. \quad (2)$$

На бесконечности потенциал удовлетворяет следующему условию: потенциалы $U_{\text{С}}$ и $U_{\text{П}}$ стремятся к 0 при $R = \sqrt{r^2 + z^2} \rightarrow \infty$. К уравнению (2) необходимо добавить также следующие граничные условия:

$$(U_{\text{ЗП}} - U_{\text{С}})_{r=r_c} = 0, \quad (U_{\text{П}} - U_{\text{ЗП}})_{r=R_{\text{ЗП}}} = E_{\text{ПС}}, \quad (3)$$

$$(\sigma_{\text{ЗП}} \frac{\partial U_{\text{ЗП}}}{\partial r} = \sigma_{\text{С}} \frac{\partial U_{\text{С}}}{\partial r})_{r=r_c}, \quad (\sigma_{\text{П}} \frac{\partial U_{\text{П}}}{\partial r} = \sigma_{\text{ЗП}} \frac{\partial U_{\text{ЗП}}}{\partial r})_{r=R_{\text{ЗП}}}. \quad (4)$$

Решение задачи имеет вид [4, 5]:

$$\Delta U_{\text{ПС}} = -E_{\text{ПС}} \frac{\sigma_{\text{П}}}{\sigma_{\text{ЗП}}} \cdot \frac{h}{\pi} \int_0^{\infty} \frac{\sin(m \frac{h}{2})}{m \frac{h}{2}} \frac{1}{N(m)} K_1(m R_{\text{ЗП}}) \cos m z dm, \quad (5)$$

$$\text{где } N(m) = m r_c \{ (I_1(m R_{\text{ЗП}}) K_0(m R_{\text{ЗП}}) + \alpha_2 I_0(m R_{\text{ЗП}}) K_1(m R_{\text{ЗП}})) \times \\ \times (I_0(m r_c) K_1(m r_c) + \alpha_1 I_1(m r_c) K_0(m r_c)) + \\ + I_1(m r_c) I_0(m r_c) K_1(m R_{\text{ЗП}}) K_0(m R_{\text{ЗП}}) (\alpha_1 - 1) (1 - \alpha_2) \},$$

$\alpha_1 = \sigma_{\text{С}}/\sigma_{\text{ЗП}}$, $\alpha_2 = \sigma_{\text{П}}/\sigma_{\text{ЗП}}$, r_c – радиус скважины, $R_{\text{ЗП}}$ – радиус зоны проникновения, $I_0(x)$, $I_1(x)$, $K_0(x)$, $K_1(x)$ – модифицированные функции Бесселя от вещественного аргумента, h – толщина пласта, $E_{\text{ПС}}$ – статический потенциал ПС, z – текущая координата.

При $R_{\text{ЗП}} = r_c$ и $\sigma_{\text{ЗП}} = \sigma_{\text{С}}$ выражение (5) переходит в выражение (1) для потенциала ПС на оси скважины, пересекающей непроницаемый пласт ограниченной толщины [4, 5].

Расчеты по формуле (5) показывают, что в проницаемом пласте толщиной 0,4 метра амплитуда ПС уменьшается на 70 %, в непроницаемом пласте – на 27%. Границы пласта, толщиной 0,4 метра, смещаются с середины амплитуды к ее максимуму, что обусловлено сильным влиянием вмещающих пластов. В непроницаемых пластах (глинах) смещения границ практически нет, т.е. их можно проводить по середине аномалии ПС. В пласте, толщиной 8 метров, как в проницаемом, так и в непроницаемом, поправка практически равна единице (при низких значениях отношения УЭС зоны проникновения к УЭС скважины $\rho_{\text{ЗП}}/\rho_{\text{С}}$).

Легко заметить, что интеграл в правой части выражения (5), умноженный на константу $(\frac{\sigma_{\text{П}}}{\sigma_{\text{ЗП}}} \cdot \frac{h}{\pi})$, представляет собой омически – геометрический фактор $\nu_{\text{ПС}}$ или, иначе, поправку за толщину пласта h , его электрические проводимости $\sigma_{\text{ЗП}}$, $\sigma_{\text{П}}$ и радиус зоны проникновения $R_{\text{ЗП}}$.

На рис. 3 представлена палетка поправок, рассчитанная по формуле (5) для $R_{\text{ЗП}} = 5r_c$ и $\rho_{\text{ЗП}}/\rho_{\text{П}} = 4$ (или $\sigma_{\text{П}}/\sigma_{\text{ЗП}} = 0,25$) для отношения толщины прослоя к диаметру скважины h/d от 2 до 40. Легко заметить, что при высоких значениях $\rho_{\text{ЗП}}/\rho_{\text{С}}$ омически – геометрический фактор $\nu_{\text{ПС}}$ для толщин прослоев больше 3 метров продолжает оставаться меньше единицы, то есть поправка в кривую ПС может быть значительной.

Для введения поправки $\nu_{\text{ПС}}$ в значение потенциала ПС при тонком чередовании литологических разностей алгоритм должен быть уточнен с целью учета потенциалов вмещающих прослоев. Для статического потенциала $E_{\text{ПС}}^{(i)}$ i -го прослоя относительно потенциалов вмещающих прослоев имеем следующее выражение [5]:

$$E_{\text{ПС}}^{(i)} = \frac{U_{\text{ПС}}^{(i)}}{\nu_{\text{ПС}}^{(i)}} - \frac{1 - \nu_{\text{ПС}}^{(i)}}{\nu_{\text{ПС}}^{(i)}} \left(\frac{E_{\text{ПС}}^{(i-1)} + E_{\text{ПС}}^{(i+1)}}{2} \right), \quad (6)$$

где i – номер пласта, $v_{\text{ПС}}^{(i)}$ – поправка за $h, \frac{\sigma_c}{\sigma_{\text{ЗП}}}, \frac{\sigma_{\text{ЗП}}}{\sigma_{\text{П}}}, \frac{D_{\text{ЗП}}}{d_c}$ для i -го пласта.

Если $v_{\text{ПС}}^{(i)} \approx 1$ (пласт мощный), то $E_{\text{ПС}}^{(i)} \approx \frac{U_{\text{ПС}}^{(i)}}{v_{\text{ПС}}^{(i)}} \approx U_{\text{ПС}}^{(i)}$.

Отметим, что полученное автором уравнение (6) позволяет использовать вложенную схему для переслаивающихся литологических разностей.

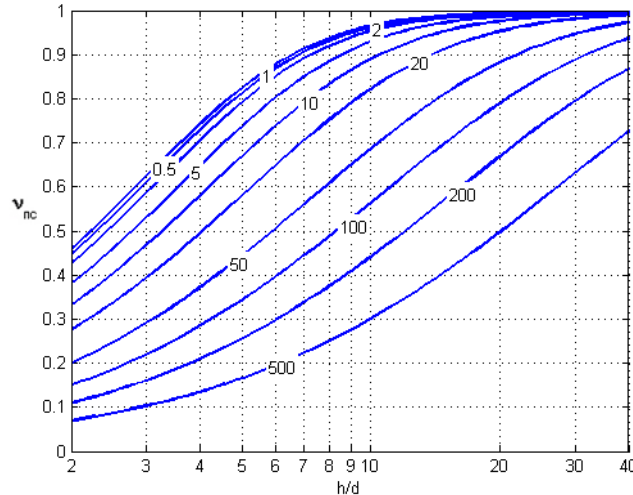


Рис. 3 – Палетка поправок $v_{\text{ПС}}$ (шифр палетки $R_{\text{ЗП}} = 5r_c$ и $\rho_{\text{ЗП}}/\rho_{\text{П}} = 4$, шифр кривых $\rho_{\text{ЗП}}/\rho_c$)

Оценка УЭС зоны проникновения и пласта

Для интерпретации измерений многозондового индукционного каротажа используется решение прямой задачи индукционного каротажа в приближении обобщенного геометрического фактора [6]:

$$\begin{cases} \sigma_{\text{К}}^{\text{ИК}} = \sigma_c Q_c + \sigma_{\text{ЗП}} Q_{\text{ЗП}} + \sigma_{\text{П}} Q_{\text{П}} \\ Q_c + Q_{\text{ЗП}} + Q_{\text{П}} = 1 \end{cases},$$

Здесь Q_c и $Q_{\text{ЗП}}$ – геометрические факторы скважины и зоны проникновения, соответственно, рассчитываемые по формуле А.А. Кауфмана [6]:

$$Q_i \left(\frac{L}{r_i} \right) = 1 - \frac{2L}{\pi \cdot r_i} \int_0^{\infty} \frac{m}{2} [2K_0(m)K_1(m) - m(K_1^2(m) - K_0^2(m))] \cos \left(\frac{L}{r_i} m \right) dm,$$

где L – длина зонда; $K_0(m)$, $K_1(m)$ – функции Макдональда; r_i – радиус кольцевой зоны, где индекс i – для скважины равен C , а для зоны проникновения – ЗП . Учитывая сложность расчета величин Q_c и $Q_{\text{ЗП}}$, нами была составлена компьютерная программа для их расчета.

Электрические параметры пластов для расчета поправок $v_{\text{ПС}}$ можно получать по результатам интерпретации изорезистивной методики (часть 2, Методика определения УЭС прослоев в слоистых пластах) [7] или по результатам интерпретации метода ВИКИЗ [8].

Геологическая интерпретация

Для определения коэффициента нефтенасыщенности используется методика [9, 10], связывающая статический потенциал $E_{\text{ПС}}$ с коэффициентом объемной водонасыщенности W . Статический потенциал $E_{\text{ПС}}$ рассчитывается по методике, изложенной выше. Коэффициент объемной водонасыщенности W , равный произведению коэффициента пористости $K_{\text{П}}$ на коэффициент водонасыщенности $K_{\text{В}}$, определяется по данным лабораторных исследований керна.

Выводы

1. Использование математического подхода к обработке кривых самопроизвольной поляризации и индукционного каротажа с использованием понятия обобщенного омического-геометрического фактора позволяет построить алгоритм комплексной интерпретации для расчета коэффициента нефтегазонасыщенности сложно построенных терригенных горных пород.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

2. На примере переинтерпретации комплекса ГИС, записанного в отложениях верхней юры двух месторождений Широкого Приобья Западно-Сибирской НПП, показано, что использование разработанного алгоритма позволяет для случаев низкопроницаемых коллекторов обосновать подсчетные параметры при актуализации геологической модели и оперативном подсчете запасов УВ, а также оценить необходимость проведения работ по перфорации, ГРП и других ГТМ.
3. Предложенный алгоритм предполагается использовать в корпоративном программном обеспечении компании ПАО «НК «Роснефть» по петрофизическому моделированию.

Литература

1. Методические рекомендации по подсчету геологических запасов нефти и газа объемным методом. Под ред. Петерсилье В.Н. М. Тверь, ВНИГНИ, НПЦ Тверьгеофизика, 2003.
2. M.R. Taherian, et al. Spontaneous potential: Laboratory Experiments and Modeling Results// The Log Analyst. – 1995. – V. 36. – № 5. – P. 34-48.
3. Вендельштейн Б.Ю. Исследование разрезов нефтяных и газовых скважин методом собственных потенциалов. – М.: Недра, 1966. – 206 с.
4. Кузьмичев О.Б. Исследование естественных электрических полей в нефтегазозазведочных скважинах (теория, аппаратура, методика, скважинные испытания). СПб.: ООО «Недра», 2006. 252 с.
5. Кузьмичев О.Б., А.В. Жонин, Ю.В. Мартынова, С.А. Коломасова. Решение обратной задачи каротажа собственной поляризации в пачке пластов с зоной проникновения (терригенный разрез)// Нефтяное хозяйство, № 10, 2019, стр. 38-41.
6. Кауфман А.А. Введение в теорию геофизических методов. Часть 2. Электромагнитные поля: Пер. с англ. Ю.А. Дашевского – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2000. 483 с.: илл.
7. Методические указания по комплексной интерпретации данных БКЗ, БК, ИК / НПО «Союзпромгеофизика». – Калинин, 1990. – 85 с.
8. Технология исследования нефтегазовых скважин на основе ВИКИЗ: методическое руководство. / Ред. Эпов М.И., Антонов Ю.Н. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. – 121 с.
9. Кузьмичев О.Б. Методика оценки характера насыщения сложно построенных, в том числе низкоомных, коллекторов месторождений Западной Сибири// Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, № 11, 2016, стр. 26-32.
10. Кузьмичев О.Б. Результаты апробации методики поиска пропущенных нефтенасыщенных сложно построенных терригенных коллекторов Западной Сибири// Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2018. №9. С.61-71.

УДК 550.831

Систематизация подходов создания оптимальных геологических решений при интерактивном геоплотностном и геомагнитном моделировании

И.В. Лыгин, Л.С. Чепиго, Т.Б. Соколова, К.М. Кузнецов, А.А. Бульчев

ivanlygin@mail.ru, chepigos@yandex.ru, tb-sokolova@yandex.ru, kirillkuz90@yandex.ru,
aabul@geophys.geol.msu.ru

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Annotation. The geodensity and geomagnetic modeling approaches have been systematized. Depending on the volume and composition of the a priori geological and geophysical data involved, four approaches are defined: simple - “potential”; easy – “conceptual”; medium – “geophysical”; full – “geological&geophysical”. The modeling stages (methodology) sequence is common for all approaches. Same time, the different composition of a priori information of the particular approach determines the possibilities of using specially developed interactive modeling tools, which ultimately determines the geological significance and reliability of the final model. Modeling tools, which are divided into manual and automated, make it possible to interactively take into account the geological and geophysical features of the section in any form of data storage.

The interactive modeling technique using the tools of for a priori geological and geophysical information taking in account allows you to create a geologically balanced model that maximally satisfies all a priori data. To illustrate the possibilities of the technique, examples are given illustrating the features of interactive modeling in different structural geological and geophysical situations.

Одним из актуальных запросов современного этапа применения комплексной интерпретации геофизических данных для решения геолого-поисковых задач, является создание процедур, обеспечивающих максимальную эффективность решений и соответствующих им методик, определяющих целесообразность и последовательность этапов интерпретации от сбора данных и построения модели нулевого приближения до верификации резульативной модели. Большое внимание уделяется совместной интерпретации геолого-геофизических данных с целью создания интегральных моделей среды – геоплотностных, геомагнитных, геоэлектрических и др. – в которых аккумулируется вся существующая на момент проведения исследований априорная информация, получаемая и полученная ранее разными методами [4]. В этом ключе использование априорных данных, зачастую изначально не имеющих цифрового выражения (обычно геологического содержания: *shape*-файлы, растровые изображения, общие геологические представления) является отдельной задачей. Их включение в формализованные схемы интерпретации, на которые опирается геолого-геофизическое моделирование, – сложная проблема. Учесть весь объем информации удается не всегда в связи с отсутствием универсальных специальных инструментов.

В ходе практических исследований, проведенных нами в последние годы, очерчен круг ситуаций, в которых можно провести интерактивный учет таких, не подлежащих дигитализации, параметров и создано программное приложение, представленное ранее на этом семинаре [2] и опубликованное в работах [3, 6].

В докладе с этой точки зрения рассматривается процесс геоплотностного и геомагнитного моделирования. Введено понятие **подхода** к моделированию и показано, что разный состав априорной информации (соответственно, различные этапы интерпретации и/или различные стадии ГРП) влияет на выбор инструментов интерактивного моделирования, реализованных в программном обеспечении GravMagInv [5], весьма удобных с нашей точки зрения. Инструментарий разработан с учетом запросов, охватывающих широкий круг геологических ситуаций часто встречающихся при выполнении практических проектов, ориентированных на поиски и разведку месторождений углеводородов.

В работе рассматриваются возможные пути учета априорной информации в

зависимости от ее объема и состава, степени изученности региона и сложности моделей физико-геологической среды. Предварительно авторами были детально проанализированы особенности методики геоплотностного и геомагнитного моделирования, связанные с разными физико-геологическими условиями территорий, основные положения которой изложены в ряде публикаций (см., например, [1, 8, 9]). В настоящей работе рассматриваются возможные подходы и методики интерактивного моделирования, адаптированные к этапам интерпретации в зависимости от степени изученности территорий и полноты априорной информации, обеспечивающие адекватные геолого-геофизические решения.

Опыт работ на многочисленных объектах доказывает, что геологическая значимость, «успешность» конечной модели целиком и полностью зависит от достоверности исходной геологической концепции, детальности априорной физико-геологической модели и полноты учета этих данных. Определены четыре подхода: простой – «потенциальный»; легкий – «концептуальный»; средний – «геофизический»; полный – «геолого-геофизический». Для всех подходов последовательность этапов моделирования (методика) общая. Важно, что использование интерактивных инструментов учета априорной геолого-геофизической информации позволяет в соответствии со стадией и задачами текущего этапа изучения создать геологически сбалансированную модель, максимально удовлетворяющую всем априорным данным. При этом, реализованные в ПО инструменты моделирования дают возможность интерактивно учитывать геолого-геофизические особенности разреза, описанные в любых исходных форматах данных.

Представляемая методика геоплотностного и геомагнитного моделирования реализует возможность формализации и учета практически неограниченных по объему и составу априорных геолого-геофизических данных, предусматривая вариативность в подходах к моделированию в зависимости от содержащейся в них информации. Подход выбирается интерпретатором с учетом особенностей используемых данных. Алгоритм и особенности создания начальной модели, рекомендации по выбору корректирующих параметров и пр. в генерализованном виде сведены в таблицу, включающую шесть основных этапов и четыре возможных подхода. Подходы 1–4 (см. выше) приведены в соответствующих столбцах.

В строках таблицы – этапы интерпретации:

Этап I. Сбор и подготовка исходных данных. Набор априорной информации, её полнота определяют подход к построению начальных моделей и их последующую эволюцию уже на этом этапе.

Этап II. Построение начальной модели среды. Построение начальной модели, которая может быть формализована по двум категориям – по распределению свойств подбираемого параметра и ограничений на его изменения (т.е. допустимых изменений или граничных значений подбираемого параметра). В рамках этих категорий могут быть построены начальные модели трех видов: блоковая, сеточная, комбинация блоковой и сеточной.

Этап III. Формирование особых условий неформального подбора с использованием специальных инструментов. Построение весовой корректирующей функции R. Данный этап цикла, а именно создание весовой корректирующей функции, является в рассматриваемой методике ключевым. На предыдущем этапе отмечалось, что начальная модель может быть формализована по двум категориям, одна из которых – распределение свойств подбираемого параметра, другая – распределение ограничений этого параметра. Этап III предназначен для уточнения и более полной проработки ограничивающих параметров модели, основанной на детальном анализе имеющейся геолого-геофизической информации. На этом этапе выполняется локализация зон и элементов разреза, в пределах которых степень достоверности априорной модели наименьшая и, как следствие, требуется коррекция, или же, наоборот, распределение подбираемого параметра задано достоверно и в его корректировке нет необходимости.

Этап IV. Дополнительные ограничения при решении обратной задачи. Для минимизации количества возможных вариантов моделей и фокусировки направления

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

изменения подбираемых параметров предусмотрены дополнительные ограничения, среди которых, в частности: учет знака избыточных значений подбираемого параметра на начальной модели; ограничение значений параметра с учетом априорных данных; учет направления изменения параметра.

Таблица. Подходы и этапы интерактивного геоплотностного и геомагнитного моделирования

	Подход 1 простой, “потенциальный”	Подход 2 легкий, “концептуальный”	Подход 3 средний, “геофизический”	Подход 4 полный, “геолого- геофизический”
Этап I <i>Сбор и подготовка исходных данных</i>	Наблюденное поле (аномалии поля силы тяжести, аномалии магнитного поля и др.)	Цифровые и растровые элементы структурного каркаса (структурные горизонты, тектонические нарушения, реальные и предполагаемые геологические разрезы) без сейсмической основы	Цифровые глубинные геофизические и геологические разрезы, распределения атрибутов, не предназначенных для пересчета в плотностные и магнитные свойства среды	Модель скоростей упругих волн (глубинно-скоростная) и другие геолого-геофизические модели, обеспеченные эмпирическими связями перехода в модель плотности/ намагнитченности
Этап II <i>Построение начальной модели среды</i>	Оценки глубин и форм источников аномалий на основе методов группы «Особые точки»	Геопространственная привязка и оцифровка растровой геологической информации, формирование структурного каркаса начальной модели	Формирование структурно-вещественного каркаса начальной модели, обеспеченного физическими характеристиками среды из других методов при отсутствии данных о плотности/ намагнитченности	Уточнение эмпирических связей и пересчет в начальную модель среды на их основе
	Распределение начальных свойств подбираемого параметра			
	нет	Применяются идеи общего характера заполнения начальной модели подбираемого параметра (например, увеличение плотности с глубиной)		Заполнение начальной модели подбираемого параметра по эмпирическим связям
	Распределение ограничений на изменения подбираемого параметра			
нет	Структурный каркас и диапазоны изменения подбираемого параметра, исходя из <i>общих</i> петрофизических соображений	Структурный каркас и диапазоны изменения подбираемого параметра, исходя из <i>начальных</i> петрофизических и вещественных характеристик	Диапазоны изменения подбираемого параметра выбираются, исходя из доверительных интервалов исходных данных	
Этап III <i>Формирование особых условий неформального подбора с использованием специальных инструментов (построение весовой корректирующей функции R)</i>	Основания для определения весовой корректирующей функции <i>R</i> (определение областей приоритетного подбора)			
	окрестности особых точек	изменение глубины горизонта; мощности слоя; ядра складок; разные части слоя (вблизи кровли, подошвы, вдоль срединной линии); окрестности тектонических дислокаций и концентрации тектонических нарушений	аномалии распределения атрибутов на геофизических разрезах (зоны потери корреляции; локальные аномалии геоэлектрического разреза); структурно-вещественные неоднородности геологических разрезов	С большими отклонениями от среднего /минимального значения подбираемого параметра начальной модели; с высокими градиентами подбираемого параметра начальной модели
	Интерактивные операции определения весовой корректирующей функции <i>R</i>			
<p>Ручные регуляризаторы. Интерактивные инструменты выделения областей приоритетного подбора или областей фиксированных (известных) значений с учетом оснований для определения <i>R</i></p> <p>Амплитудный регуляризатор. Приоритетный подбор в областях с отклонениями подбираемого параметра от среднего значения на горизонтали. Чем больше модуль отклонения подбираемого параметра в ячейке от среднего значения на горизонтали, тем больше приоритет.</p> <p>«Срединный» регуляризатор. Приоритетный подбор в области заданной криволинейной поверхности $Z_0(x, y)$, гладко уменьшающийся при удалении от нее. Положение поверхности может быть отнесено к определенной части слоя (кровля, подошва, середина).</p> <p>Градиентный регуляризатор. Учет кривизны кровли и подошвы слоя. Чем больше градиент глубин границ, тем больше приоритет.</p>				
Этап IV <i>Дополнительные ограничения в обратной задаче</i>	<ol style="list-style-type: none"> Учет знака избыточного значения подбираемого параметра – сохранение знака подбираемого параметра начальной модели среды. Учет направления изменения подбираемого параметра. Ограничение значений подбираемого параметра, исходя из априорных данных и физических ограничений 			
Этап V <i>Решение обратной задачи. Подбор модели среды</i>	Способы решения обратной задачи			
	<ol style="list-style-type: none"> Подбор автоматизированный (методом градиентного спуска с переменной скоростью градиентного спуска в зависимости от глубины) Подбор интерактивный Подбор комбинированный 			
Этап VI <i>Верификация результативной модели</i>	Верификация модели – проверка её соответствия априорным данным. При необходимости запуск итерационного процесса – в зависимости от условий возврат к Этапам I–IV.			

Этап V. Подбор модели. Решение обратной задачи. После установления областей коррекции и построения весовой корректирующей функции R следует этап подбора модели, предполагающий изменение ее элементов до совпадения наблюдаемого и модельного (расчётного) полей. Традиционно применяются интерактивное и автоматизированное решения обратной задачи, каждое из которых имеет свои преимущества и недостатки. При интерактивном моделировании строятся блоковые модели, геометрические параметры и аномальные свойства элементов которых задаются (подбираются) интерпретатором не обязательно с постоянными свойствами [7]. Недостатком в этом случае становится волюнтаризм при выборе параметров блоков и ограниченные возможности использования сложных распределений свойств внутри них. Для минимизации необоснованных решений применяются специальные инструменты, обеспечивающие формирование особых условий неформального подбора.

Этап VI. Верификация результативной модели. Финальным этапом моделирования является верификация модели – проверка её соответствия геологическим и геофизическим данным, существующим на момент завершения текущего цикла интерпретации. В первую очередь, это экспертная проверка непротиворечивости полученных петрофизических характеристик общим геологическим представлениям и актуальной концепции геологического строения конкретной территории или объекта. Затем, если модель построена на базе двух или более геофизических методов с опорой на эмпирические связи соответствующих физических свойств (например, соотношения “скорость–плотность”), осуществляется обратный пересчет (конвертация плотностной модели в скоростную). Оценивается степень изменения начальной модели, делается экспертная оценка реальности полученных изменений.

Примеры модельных и практических примеров ранее демонстрировались на семинаре и будут приведены в данном докладе.

В заключение приведем наиболее важные, с нашей точки зрения, выводы относительно возможностей и перспектив применения методики интерактивного подбора.

1. Интерактивный учет априорных геолого-геофизических данных базируется на выделении по их совокупности наиболее нестабильных по плотности или намагниченности областей для последующего использования при моделировании в их пределах.

2. В рамках предложенного подхода объем и состав априорной геологической и геофизической информации, используемой для формирования критериев локализации областей интерактивного подбора и задания значений R , не ограничен.

3. Собственно процедуры формализации задания R в каждом конкретном случае зависят от особенностей решаемой геолого-геофизической задачи, объема и характера геолого-геофизических данных. Помимо способов, описанных в данной статье, при необходимости могут быть созданы иные, учитывающие особенности физико-геологического строения изучаемой площади и задач исследования.

4. Разработанные инструменты учета априорной геолого-геофизической информации при интерактивном моделировании не уменьшают количества альтернативных моделей, но обеспечивает возможность создания сбалансированной модели, максимально удовлетворяющую всем априорным, и в первую очередь геологическим, данным.

Список литературы:

1. *Лыгин И.В., Соколова Т.Б., Широкова Т.П., Золотая Л.А.* Опыт сейсмогравитационного моделирования в разных физико-геологических ситуациях // Сборник тезисов Международной геолого-геофизической конференции и выставки ГеоЕвразия 2019. Современные технологии изучения и освоения недр Евразии. ООО ПолиПРЕСС. Т., 2019. С. 246–252.
2. *Лыгин И.В., Чепиго Л.С., Кузнецов К.М., Бульчев А.А.* Инструменты учета априорной геолого-геофизической информации при интерактивном плотностном моделировании //

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Материалы 48-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова. Сборник научных трудов. Издательство ВСЕГЕИ Санкт-Петербург, 2022. С. 151–154.

3. *Лыгин И.В., Чепиго Л.С., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М., Булычев А.А.* Методика геоплотностного и геомагнитного интерактивного моделирования в зависимости от объема и состава привлекаемой априорной геолого-геофизической информации // Геофизика. 2022. № 6. С. 58-71.

4. *Хмелевской В.К., Костицын В.И.* Основы геофизических методов. Файлы. Академическая и специальная литература. Пермь: Перм. ун-т, 2010.

5. *Чепиго Л.С.* Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2022610137 GravMagInv. 2022.

6. *Чепиго Л.С., Лыгин И.В.* Коррекция глубинно-скоростной модели на основе сейсмогравитационного моделирования // Труды IV Международной геолого-геофизической конференции и выставки "ГеоЕвразия-2021. Геологоразведка в современных реалиях". ООО "ПолиПРЕСС". Т., 2021а. том 2, С. 156-158.

7. *Чепиго Л.С., Лыгин И.В., Булычев А.А.* Прямая двумерная задача гравиразведки от многоугольника с параболической плотностью // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология, издательство Изд-во Моск. ун-та (М.), 2019. № 4, С. 89–93.

8. *Широкова Т.П., Лыгин И.В., Соколова Т.Б.* Особенности сейсмогравитационного моделирования в разных физико-геологических ситуациях // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2022. № 1. С. 42–53.

9. *Широкова Т.П., Лыгин И.В., Соколова Т.Б.* Геологические факторы, определяющие ограничения эффективности сейсмогравитационного моделирования // Труды III Международной геолого-геофизической конференции и выставки ГеоЕвразия 2020 Современные технологии изучения и освоения недр Евразии. Т. 1. ООО ПолиПРЕСС Т. М., 2020. С. 153–155.

Геофизический подход к решению "безнадежных" геохимических задач
(на примере прогноза золоторудного объекта орогенного типа)

Макеев С.М.

smmakeev@mail.ru

ИГДГиГ СФУ, Красноярск

The article presents general provisions and a practical example of a new, deformation-shear concept of interpretation of geophysical data - additional to the traditional structural-material one. On the example of the Yenisei Ridge, it is shown that with a weak manifestation of lithochemical gold halos, the tangential compression factor increases the number of arguments in the localization of areas of verification work within extended ore-promising zones when searching for gold ore objects of orogenic type.

При выделении участков, перспективных на коренные золоторудные объекты орогенного типа в пределах покровно-складчатых областей, подобных Енисейскому кряжу (Центральная Сибирь), основным методом поисков являются литогеохимические съемки на Au и элементы-спутники, такие как As, Ag, Sb, Bi. Геофизические методы - магнитометрия и электроразведка (иногда дополненная профильной электротомографией) - как правило, выступают в роли методов уточнения, трассирующих положение некоторых геологических границ, разрывных нарушений и других структурно-вещественных особенностей поисковых площадей, но практически никогда не выступают в роли методов, на основе которых принимаются дальнейшие управляющие решения. Связано это с весьма низкой контрастностью физических свойств (электрического сопротивления, поляризуемости и намагниченности) современных типов золоторудных объектов, в качестве которых все чаще выступают прожилковые зоны метасоматически измененных пород, непрерывным образом переходящие в породы рамы. При этом ни повышение производительности геофизических работ (возможности обследования больших площадей), ни повышение чувствительности отдельных измерений принципиально не меняют ситуацию. В конечном итоге это ведет к приоритетной стагнации геофизических исследований в периоды экономического спада геологоразведочных работ на золото. Насколько такое положение вещей неизбежно и можно ли в принципе повысить геологическую эффективность и необходимость применения геофизических методов при поисках золоторудных объектов орогенного типа?

Думаем, можно, если принять два общих положения. Первое - геологическое: орогенные месторождения золота формируются в *деформационную стадию развития орогенов* синхронно или несколько позже относительно развития проникающих пластических деформаций при четком структурном контроле разломами, зонами смятия и складками [1]. Второе - геофизическое. В формулы ключевых физических свойств горных пород - плотности, электропроводности и намагниченности, - являющихся источниками соответствующих геофизических полей, в качестве знаменателя входит *объем* горной породы. В лабораторных условиях объем испытуемого образца специально делается константой, выполняя нормирующую функцию при определении того или иного физического свойства. Однако в естественном залегании при тектонических деформациях геосреды объем мыслимых в ней «образцов» горных пород изменяется самым произвольным образом, становясь *мерой пустотности* деформируемых частей геосреды. Изменение объема горных пород либо прямо через изменение плотности, либо косвенно через изменение флюидной проницаемости и режима кислорода влияет на структуру аномального гравитационного, электрического и даже магнитного полей [2], делая эти геофизические поля деформационно-чувствительными.

То есть, теоретически в отношении месторождений золота орогенного типа геофизические методы обладают способностью отражать необратимые деформации горных пород, инициирующие формирование самих этих месторождений.

Поэтому в дополнение к общепринятому структурно-вещественному концепту интерпретации геофизических полей необходимо разрабатывать и деформационно-сдвиговый концепт, привносящий в интерпретацию геофизических полей *элементы кинематики и динамики геосреды* – сдвиги аномалий поля, оси тангенциального сжатия и растяжения, а также элементы вращения.

Поскольку наиболее общим физическим свойством горных пород является их плотность, то предлагаемый вариант нового концепта разрабатывается в рамках *гравиструктурного метода* интерпретации аномального гравитационного поля [3]. Метод основан на предположении, что карта аномального гравитационного поля в редукции Буге отражает особенности пространственного распределения плотности геосреды независимо от того, вызваны ли эти особенности перераспределением масс (числитель формулы плотности) в результате переноса вещества или же – перераспределением объема пород (знаменатель формулы плотности) в результате тектонических деформаций. И поскольку в термодинамически открытой геосреде разделить оба эти фактора практически невозможно, то гравиструктурный метод построен как феноменологический и морфоструктурный.

Математической основой метода является *частотно-азимутальный анализ*, позволяющий разложить поле на совокупность *азимутальных состояний*, каждое из которых представляет собой распределение амплитуд разнополярных аномалий экстремального типа на одной пространственной частоте в одном азимутальном направлении. В каждом азимутальном состоянии гравитационного поля морфоструктурный анализ позволяет выделять структуры двух типов:

1. *Первичные гравитационные дуплексы* - пары конформных биполярных аномалий гравитационного поля, периклинально сопряженных между собой точками замыкания и часто нарушенных флексурными перегибами, в пределе переходящими в *правые* или *левые сдвиги* (рис. 1, а);
2. *Вторичные деформационно-сдвиговые зоны* сжатия или растяжения - области между сдвигами одного кинематического знака, топология которых формирует области право- или левосдвигового сжатия или растяжения (рис. 1, б).

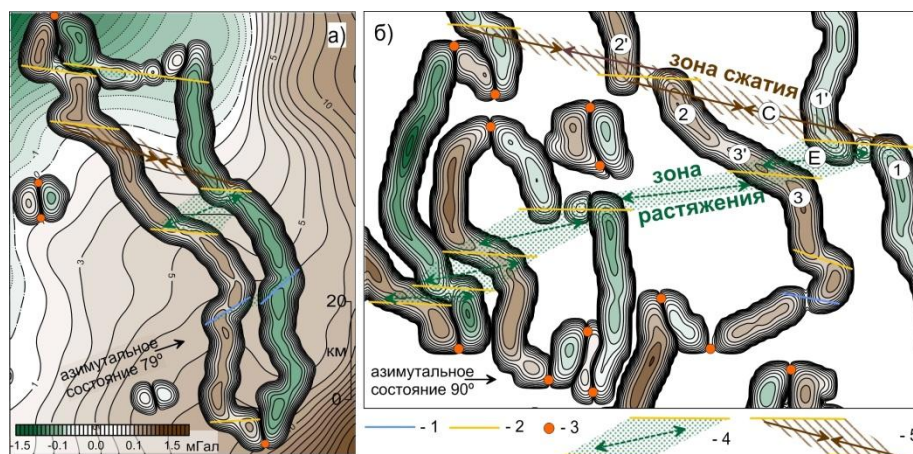


Рис. 1. Основные элементы гравиструктурного анализа: а) гравитационный дуплекс на фоне измеренного поля (мГал), из которого он выделен; сдвиги: 1 - правые, 2 – левые; 3 – точки замыкания; б) дуплексная структура гравитационного поля в азимутальном состоянии 90° и топологический принцип выделения областей, осей и деформационно-сдвиговых зон левостороннего растяжения (4) и сжатия (5): если внутри области С между сдвигами одного кинематического знака разнополярные аномалии 2 и 1' относительно своих смежных частей 2' и 1 смещаются вдоль длинной оси деформационного параллелограмма *друг навстречу другу*, то область С интерпретируется как область сжатия. Если же в междвиговой области Е разнополярные аномалии 3' и 1 смещаются относительно своих смежных частей 3 и 1' *друг от друга*, то область Е интерпретируется как область растяжения.

Закономерное строение гравитационных дуплексов позволяет сформулировать гипотезу об их деформационной природе. Смысл гипотезы в том, что действие горизонтальных составляющих тектонических сил на ограниченный в пространстве массив

горных пород вызывает изгиб последнего, перераспределение объема микротрещин и пор, как следствие, – плотности и, как результат, – формирует биполярную, дуплексную, структуру гравитационных аномалий. Основной причиной формирования структур второго типа - деформационно-сдвиговых зон, - вероятно, является *дилатансия* - необратимое изменение объема горных пород в результате переупаковки межзернового пространства в процессе схлопывания или раскрытия трещин при сдвиговых деформациях и катакластическом течении горных пород.

Таким образом, предметную область гравиструктурного метода (и деформационно-сдвигового концепта в целом) составляют дуплексные гравитационные аномалии разной пространственной частоты, правые и левые сдвиги разнополярных аномалий дуплексов (рис. 1, *а*), отдельные области (в виде деформационных параллелограммов) и *оси межсдвигового взаимодействия* (сжатия или растяжения), объединяемые в деформационно-сдвиговые зоны (рис. 1, *б*). При этом все вышеназванные объекты исследования относятся к отличному от других азимутальному состоянию поля и могут комбинироваться друг с другом произвольным способом, исходя из представлений о геодинамической истории территории исследования, анализа поставленной задачи и способов суперпозиции.

В качестве примера применения деформационно-сдвигового подхода к интерпретации геофизических данных при прогнозировании золоторудных объектов орогенного типа рассмотрим основной поисковый комплекс литогеохимической съемки и пешеходной магнитометрии, усиленный электроразведочными работами СГ-ВП и несколькими профилями электротомографии на одном из участков Енисейского кряжа (рис. 2). По геологическим данным золотое оруденение предполагается во внешней зоне надвига со стороны более молодых пород рифейского возраста (рис. 2 *а*). Однако площадное распределение аномалий золота не позволяет однозначно выделить участок для продолжения горных работ - сколько-нибудь значимых и протяженных аномалий нет, а наиболее контрастные аномалии золота > 100 мг/т находятся в более древних "безрудных" породах. Опираясь на аномалии мышьяка (главного элемента-спутника золота) и тот факт, что к северо-западу от участка работ находится известный золоторудный объект вдоль аномалии мышьяка (>25 г/т) и положительной аномалии магнитного поля (>20 нТл) был выбран фрагмент участка для электроразведки. Результаты площадной электроразведки подтвердили северо-западное простирание аномалий мышьяка и магнитного поля с уточнением, что обе аномалии лежат в зоне низкоомных пород с повышенным уровнем вызванной поляризации. В результате комплексной аномалии была дана типичная с точки зрения структурно-вещественного концепта интерпретация - потенциально золотоносная внешняя зона надвига, сложенная углеродизированными сланцами, возможно, пирротинизированных. Электротомография не помогла выявить что-то особенное по простиранию выделенной зоны, фиксируя достаточно однотипный характер геоэлектрического разреза. Из-за практического отсутствия в пределах выявленной потенциально перспективной зоны значимых аномалий золота (рис. 2 *а*) главный вопрос прогнозирования (указать место, где проектировать горно-геологические работы) остался решенным лишь наполовину - протяженная (~4 км) потенциально рудоперспективная (типичная по набору региональных признаков) зона есть, а места ее предпочтительной заделки нет.

Поэтому исходные геофизические данные были дополнительно проинтерпретированы в рамках деформационно-сдвигового подхода. Опуская алгоритмические детали полного частотно-азимутального анализа магнитного и геоэлектрического полей, а также сокращенного деформационно-сдвигового анализа азимутальной структуры магнитного поля, покажем результаты интерпретации, дополняющие традиционный структурно-вещественный подход.

1. Выделение низкочастотных (600 м) аномалий магнитного поля градиентного типа позволило установить линии максимального проявления надвиговых движений и ортогональных к ним осей деформации (рис. 3 *а*). Области ограниченные этими осями или примыкающие к ним характеризуются повышенной плотностью геохимических точек золота

с содержаниями > 20 мг/т; это позволило выделить две области деформации (1 и 2 на рис. 3 а, б), перспективные на золото.

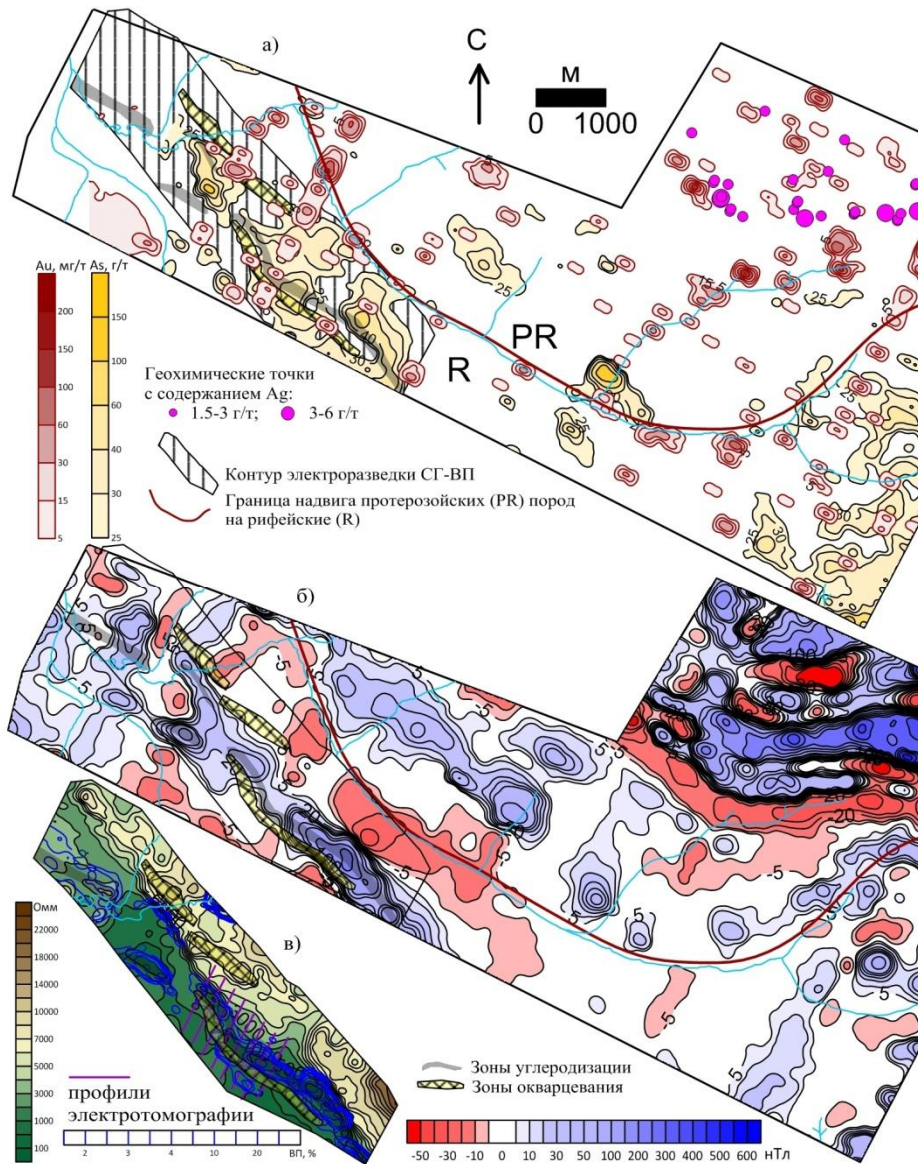


Рис. 2. Результаты поисковых работ в пределах одного из участков Енисейского кряжа: а) литогеохимических; б) магниторазведочных; в) электроразведочных.

2. По данным деформационно-сдвигового анализа двух азимутальных состояний (азимутальных трансформант) магнитного поля 118° и 28° на пространственных частотах 140м и 400м, были выделены зоны тангенциального сжатия и растяжения, предположительно связанные с областями деформации 1 и 2 (рис. 3 б). Зоны растяжения преимущественно развиты в области деформации 1, а зоны сжатия (статистически рудоперспективные на основе анализа пространственной корреляции 600 золоторудных объектов Енисейского кряжа с этими зонами) - вдоль границы надвига на область деформации 1, а также во внутренней части области деформации 2.

3. На основе положения ореолов выноса циркония - дополнительного геохимического признака, характеризующего степень гидротермальной проработки рудоперспективных участков (работы ЦНИГРИ), - было, установлено, что: а) эти ореолы максимально развиты вдоль линий надвигов; б) геохимические точки аномальных содержаний золота пространственно коррелируют с этими ореолами и в) на участке электроразведки такой ореол развит на пересечении с зоной тангенциального сжатия и рудоперспективной зоной,

выделенной ранее по данным структурно-вещественной интерпретации геофизических данных (рис. 3 в).

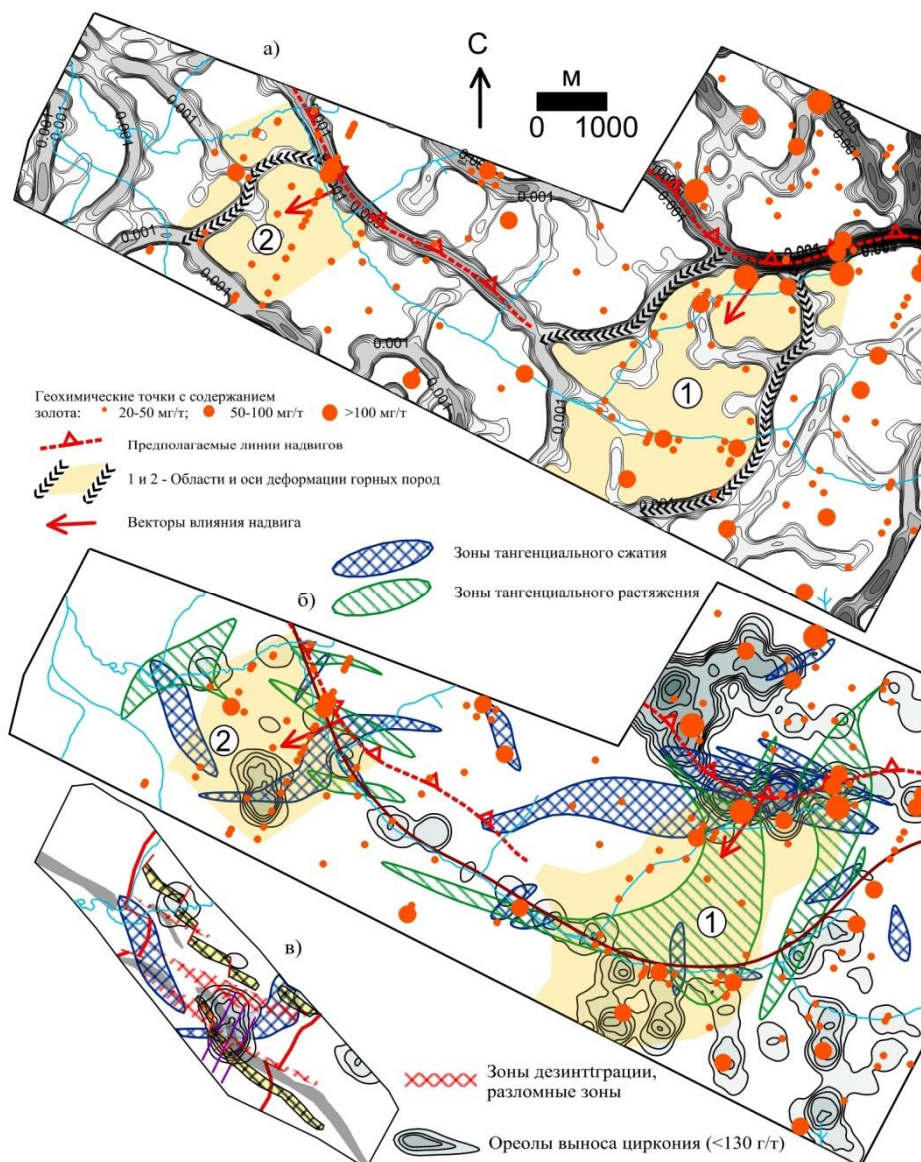


Рис. 3. Деформационно-сдвиговой концепт интерпретации геофизических данных: а) градиентные зоны низкочастотной (600 м) составляющей магнитного поля (усл. ед.) как глубинные границы областей деформации во фронте надвига; б) зоны тангенциального сжатия и растяжения и распределение аномалий выноса циркония; в) локализация потенциально продуктивного участка в пределах рудоперспективной зоны.

Таким образом, в результате дополнительной интерпретации был окончательно локализован участок рудоперспективной зоны, получивший еще два важных прогнозных признака - сопряженность с зоной тангенциального сжатия горных пород и сопряженность с ореолом выноса циркония.

Список литературы

1. Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // *Ore Geol. Rev.*, v. 13, 1998, p. 7—27
2. Лихачев А.П. Условия образования магнетита и его рудных скоплений // *Отечественная геология*, 2017, №4, с. 44-53.
3. Макеев С.М. Решение двух задач геодинамики гравиструктурным методом // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*, 2016, № 4, с. 63-74.

Фундаментальный вклад Александра Вениаминовича Цирульского в теорию интерпретации геофизических полей

П.С. Мартышко

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Александр Вениаминович Цирульский родился в Китае в г. Шанхае 30 июля 1935 г. В 1947 году семья Цирульских переехала в город Свердловск. В 1953 г. А.В. Цирульский поступил на физико-математический факультет Уральского государственного университета, который окончил в 1958 г. В том же году начал работать в Институте геофизики Уральского филиала АН СССР. Первая научная публикация, посвященная проблеме единственности решения обратной задачи потенциала, была опубликована Александром Вениаминовичем в 1962 г. [1]. В 1969 г. он защитил кандидатскую, а в 1977 году - докторскую диссертацию.

Учителями Александра Вениаминовича были два выдающихся ученых - математик Валентин Константинович Иванов - член-корреспондент АН СССР, один из основоположников теории некорректных задач, много занимавшийся вопросами теории потенциала, и физик Георгий Митрофанович Воскобойников. Александр Вениаминович считал также учителем и Владимира Николаевича Страхова (своего друга, академика РАН).

Основные научные результаты А.В. Цирульского [1-15]:

1. Разработка аналитической теории плоской задачи гравиметрии и магнитометрии на основе аппарата теории функций комплексного переменного. В своей классической работе [2] он получил новое представление комплексной напряженности однородной области в виде контурного интеграла типа Коши и ввел (впервые в теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий) уравнения кривых в комплексной форме.

$$u_1(z) = -\frac{1}{2\pi i} \int_L \frac{\bar{\sigma}\bar{\zeta}}{\zeta - z} d\zeta, \quad \bar{z} = f(z), \quad u_1(z) = -\frac{1}{2\pi i} \int_L \frac{\sigma f(\zeta)}{\zeta - z} d\zeta$$

Это позволило получить новые решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии в замкнутой форме и изучить связь между особыми точками аналитических функций, описывающих кривые, и особыми точками аналитического продолжения комплексных характеристик внешнего поля внутри масс [3-5]. На основе этих результатов впоследствии были доказаны важные теоремы единственности обратной задачи логарифмического потенциала. Указанные классические результаты А.В. Цирульского послужили основой для работ других авторов (Голиздра Г.Я., Страхов В.Н., Чередниченко В.Г., Девицин В.М. и др.), в которых они обобщались на случай переменных плотностей, переменной намагниченности и т.д.

2. Введение понятия теоретической обратной задачи и разработка двухэтапных технологий интерпретации аномальных гравитационных и магнитных полей [6-12].

Нахождение аномалиеобразующих масс внутри контура L с плотностью $\sigma f(z)$ по заданной всюду вне масс аналитической функции $u(z)$ составляет предмет ТОЗ. В основе ее решения лежит принцип конформного отображения канонической области вспомогательной плоскости t на искомую область плоскости z с последующим аналитическим продолжением по симметрии. Для замкнутых областей плоскости z - это единичный круг плоскости t , для границ раздела - нижняя полуплоскость.

Если $z = z(t)$ - отображающая функция, то контур L задается функцией аналитического продолжения $z^*(t)$ и для нее справедливо уравнение ТОЗ, полученное В.К. Ивановым:

$$z^*(t) = \overline{z(t)} = f(z(t))$$

$$\sigma z^*(t) = -\frac{1}{2\pi i} \int_L \frac{u(z(\tau))}{\tau - t} d\tau$$

А.В. Цирульский (совместно с Ф.И. Никоновой) существенно расширил класс комплексных характеристик внешних гравитационных и магнитных полей, для которых обратная задача разрешима в конечном виде, дополнив его (важными как с практической, так и с теоретической точки зрения) логарифмическими функциями:

$$u(z) = \sum_{k=1}^n \sum_{j=1}^{n_k} \frac{\beta_{jk}}{(z - b_k)^j} + \sum_{k=1}^N \alpha_k \ln(z - a_k); \quad \sum_{k=1}^N \alpha_k = 0$$

Отображение единичного круга

$$z(t) = \sum_{k=1}^n \sum_{j=1}^{n_k} \frac{\eta_{jk}}{(1 - 1/\bar{c}_k)^j} + \sum_{k=1}^N \gamma_k \ln(1 - \bar{d}_k t)$$

$$z(0) = 0, z'(0) > 0, |c_k| < 1, |d_k| < 1, b_k = z(c_k), a_k = z(d_k), \gamma_k = \frac{\alpha_k}{\sigma}, \sum_{k=1}^N \gamma_k = 0$$

Были построены (совместно с Н.В. Фёдоровой) классы комплексных характеристик внешних полей, для которых имеет место конечная разрешимость, и в обратной задаче для границы раздела двух сред. В теорию интерпретации было введено понятие семейства эквивалентных областей (решений обратной задачи), непрерывного относительно плотности.

Отображение нижней полуплоскости

$$z(t) = t + ih + \psi(t),$$

уравнение обратной задачи

$$\Delta \sigma \psi^*(t) = -\frac{1}{2\pi i} \int_L \frac{u'(z(\tau))z'(\tau)}{\tau - t} d\tau,$$

$$\psi(t) = \sum_{k=1}^n \sum_{j=1}^{n_k} \frac{\eta_{jk}}{(t - c_k)^j} + \sum_{n=1}^N \gamma_n \ln(t - d_n),$$

$$b_k = z(\bar{c}_k), a_k = z(\bar{d}_k), \text{Im } c_k > 0, \text{Im } d_n > 0$$

Учениками Александра Вениаминовича была реализована компьютерная технология двухэтапной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением семейств эквивалентных решений: на первом этапе по заданной экспериментальной информации о внешнем поле определяются параметры сингулярных источников, на втором - находятся различные представители семейства эквивалентных решений. Технология успешно реализована в программном пакете "SIGMA" и применяется для интерпретации практических данных (Ф.И. Никонова, Н.В. Федорова, И.В. Ладовский, Д.В. Бахтерев).

3. А.В. Цирульским (совместно с И.Л. Пруткиным) были получены новые уравнения обратных трёхмерных задач для гравитационного и магнитного полей, в подынтегральных выражениях которых не фигурируют производные от функций, задающих границу области по координатам [13, 14].

Александр Вениаминович заведовал лабораторией математической геофизики с 1981 г. по 1990 г. и создал в Институте геофизики УрО РАН сильную школу математической геофизики. Под его руководством защитили кандидатские диссертации П.С. Мартышко (член-корр. РАН), Н.В. Федорова, И.Л. Пруткин (ныне доктора физ.-мат. наук), Ф.И. Никонова; их исследования широко известны в нашей стране и за рубежом и пользуются высокой репутацией. Александр Вениаминович терпеливо и настойчиво помогал начинающим ученым, пропагандировал не только свои идеи, но и подходы других ученых. Как отмечал В.Н. Страхов (1991): «Он оказал огромное влияние на развитие теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий в СССР. Это влияние ощущали практически все, кто работал в указанной области между 1965 и 1990 гг., и оно гораздо значительнее, чем следует из изучения специальной литературы». А.В. Цирульский скоропостижно скончался 1 декабря 1990 г.

СПИСОК ОСНОВНЫХ НАУЧНЫХ ТРУДОВ
ЦИРУЛЬСКОГО АЛЕКСАНДРА ВЕНИАМИНОВИЧА

1. К вопросу о единственности решения обратной задачи теории потенциала // Тр. Ин-та геофизики УФАИ СССР. 1962. Вып. 2.
2. О некоторых свойствах комплексного логарифмического потенциала // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1963. N7.
3. О связи задачи об аналитическом продолжении логарифмического потенциала с проблемой определения границ возмущающей области // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1964. N11.
4. О приведении наблюдаемых значений потенциальных полей к одному уровню // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. N3.
5. О Единственности решения обратной задачи теории потенциала // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. N9.
6. К вопросу о решении прямой и обратной задачи гравиразведки // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. N7.
7. К теории метода искусственного подмагничивания в двумерном случае // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. N9.
8. К вопросу о разрешимости обратной задачи логарифмического потенциала в конечном виде. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. N5. (Совместно с Никоновой Ф.И.).
9. К вопросу о граничных особых точках логарифмического потенциала // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. N6. (Совместно с Никоновой Ф.И.).
10. К вопросу о разрешимости обратной задачи логарифмического потенциала для контактной поверхности в конечном виде // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. N10. (Совместно с Федоровой Н.В.).
11. Об использовании классов потенциалов, для которых обратная задача разрешима в конечном виде при интерпретации гравимагнитных аномалий // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. N2. (Совместно с Никоновой Ф.И.).
12. К вопросу об обратной задаче для контактной поверхности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. N3. (Совместно с Федоровой Н.В.).
13. О решении обратной задачи гравиметрии для произвольных двумерных и трехмерных потенциалов. I // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. N11. (Совместно с Пруткиным И.Л.).
14. О решении обратной задачи гравиметрии для произвольных двумерных и трехмерных потенциалов. II // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. N11. (Совместно с Пруткиным И.Л.).
15. Функции комплексного переменного в теории и методах потенциальных геофизических полей // Изд-во УрО РАН, Екатеринбург, 1990, 132 с.

Краевые задачи теории потенциала и методика комплексирования геофизических полей

П.С. Мартышко, И.В. Ладовский, Д.Д. Бызов

lla848@mail.ru

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Abstract. A numerical algorithm has been developed for recalculating the mantle component of the heat flow from the level of the earth's surface to the "crust-mantle" boundary through a layered medium inhomogeneous in thermal conductivity. Paleoclimatic corrections have been introduced into the measured values of the temperature gradient and heat flux for the northern territories. At the same time, in the axial part of the Ural geosyncline, it was possible to exclude the negative depression of the mantle component of the heat flow, obtained from the results of geothermal modeling.

Stationary heat flow, piecewise separation of the flow into components from sources of the earth's crust and upper mantle.

Введение

Интерпретация тепловых полей и ее геолого-геофизическая информативность проявляется в сопоставлении расчетных и «наблюденных» значений тепловых потоков, редуцированных на верхнюю изотермическую граничную плоскость «нейтрального» слоя. Геотермическая модель верхней части неоднородной литосферы рассчитывается на сеточном шаблоне трехмерного распределения плотности [1]. Ее размеры соответствуют трехмерной плотностной модели, построенной в пределах градусной трапеции 60° – 68° с.ш., 48° – 72° в.д. до глубины 80 км. Трехмерные распределения теплофизических параметров (теплогенерации и теплопроводности) пересчитываются по базе послойных сеточных матриц $\rho_k(x, y)$ и данных статистической зависимости «плотность – теплогенерация» и «плотность – теплопроводность».

Основные формулы аналитического алгоритма

В геотермических моделях стационарных температур необходимо учитывать два типа граничных условий. Это односторонние условия Дирихле-Неймана на внешних границах слоисто-неоднородного пласта и двусторонние условия теплового сопряжения на его внутренних границах. В практике применения мы разделили внутренние и внешние граничные условия и разработали новый аналитический метод решения задачи теплового сопряжения, как граничной задачи теории потенциала. В результате был построен алгоритм расчетов, близкий по технологии к вычислительным схемам количественной интерпретации гравитационных аномалий.

Геометрия математической модели

Модельная область D представляет собой пласт бесконечного простираения мощности H с горизонтальными границами внешнего обрамления. В системе прямоугольных координат $(X) = (x, y, z)$ горизонтальная плоскость $(x, 0, y)$ совпадает с верхней граничной плоскостью, ось $(0, z)$ направлена вертикально вниз по глубине пласта. Верхняя граница $S_0: (z = 0)$ условно принята за уровень земной поверхности, точнее за изотермическую граничную плоскость в «нейтральном» слое; нижняя граница $S_H: (z = H)$ – вспомогательная адиабатическая плоскость задания внешней (восходящей) составляющей глубинного теплового потока. Внутренние граничные поверхности $S_k: (z = z_k(x, y)); (k = 1 \dots M)$ разделяют область D на $(M+1)$ криволинейных слоев. Выше границы S_k теплопроводность постоянна и равна λ_k ; ниже равна λ_{k+1} . Эндогенные источники тепла $Q(X)$ сосредоточены в земной коре.

Редукция условий теплового сопряжения

Обобщенно-непрерывный оператор для уравнения теплопроводности с разрывными коэффициентами, по существу, является уравнением Пуассона с двумя типами источников в его правой части:

$$\nabla^2 T = -\nabla \left(\frac{1}{\hat{\lambda}} \right) \cdot \mathbf{q} - \left(\frac{1}{\hat{\lambda}} \right) \cdot Q. \quad (1)$$

Объемные источники $[Q(X)/\hat{\lambda}(X)]$ – источники первичного поля; поверхностные источники $[\nabla(1/\hat{\lambda}) \cdot \mathbf{q}]$ – это вторичные источники эквивалентного простого слоя, с подлежащей определению поверхностной плотностью. Разрыв функции обратной теплопроводности слоистой среды преобразует градиентный член в уравнении (1) в формат источников эквивалентного простого слоя:

$$v_k(S_k) = -\mathbf{N}_k \cdot \left(\frac{\mathbf{q}}{\lambda_{k+1}} - \frac{\mathbf{q}}{\lambda_k} \right) = \mathbf{N}_k \cdot (\nabla T_{k+1} - \nabla T_k) = 2\varepsilon_k (\mathbf{N}_k \cdot \nabla T). \quad (2)$$

ε_k – параметр теплопроводной контрастности k -го и $(k+1)$ -го сопредельных слоев:

$$\varepsilon_k = (\lambda_k - \lambda_{k+1}) / (\lambda_k + \lambda_{k+1})$$

Двусторонние условия теплового сопряжения в формате простого слоя (2) заложены в обобщенно непрерывный оператор редуцированного уравнения теплопроводности (1):

$$\nabla^2 T - \sum_{k=1}^M v_k(S_k) \cdot \|\nabla \Phi_k\| * \delta(\Phi_k) + \frac{Q(X)}{\lambda(X)} = 0, \quad (3)$$

Для замыкания области решения уравнения (3) достаточно постановки односторонних условий на внешних границах S_0 и S_H неоднородного пласта:

$$T(X) \Big|_{X \in S_0} = \theta(S_0); \quad (\mathbf{N}_{S_H} \cdot \nabla T) \Big|_{X \in S_H} = \mu(S_H). \quad (4)$$

Здесь $\theta(S_0) = \theta_0$ – постоянная температура на верхней границе пласта ($S_0: z = 0$); $\mu(S_H)$ – геотермический градиент на его нижней границе ($S_H: z = H$).

Интегральная формула задачи сопряжения для слоистого пласта

Совокупность интегральных преобразований свертки редуцированного уравнения (3) образует линейное пространство решений. Ядром преобразования является функция Грина, структура и вид которой находятся из граничных условий (4) однородной задачи Дирихле-Неймана.

Пусть $A(X)$ – параметрическая точка вычисления поля внутри пласта, $C(X)$ – точка локализации источников и $P_k(X)$ – точка на контактной поверхности S_k . Выполнив преобразования, предписанные интегральной формулой Грина [2], выделим из общего решения две составляющие для температуры. Это потенциал первичного поля тепловых источников и вторичный потенциал источников простого слоя:

$$T(A) = W(A) - \frac{1}{4\pi} \sum_{k=1}^M \iint_{S_k} v_k(S_k) G(A, P_k) dS_k. \quad (5)$$

Здесь $W(A)$ – аддитивное решение для температуры в «гравитермическом» приближении, заданное суммой внутренних Q/λ (корových) и внешних $\mu(H)$ (мантийных) источников теплового поля:

$$W(A) = \theta_0 + \frac{1}{4\pi} \iiint_D \frac{Q(C)}{\lambda(C)} G(A, C) d\tau_C + \frac{1}{4\pi} \iint_{S_H} \mu(P_H) G(A, P_H) dS_H. \quad (6)$$

В приближении малого контраста теплопроводностей сопредельных слоев систему интегральных уравнений (2) заменяет список интегральных формул:

$$v_k(S_k) = 2\varepsilon_k (\mathbf{N}_k \cdot \nabla_{P_k}) W(P_k). \quad (7)$$

Неявное решение для температуры (5) в линейном по ε приближении (7) принимает тот же вид интегральной свертки с аддитивной структурой, что и первичный потенциал (6):

$$T(A) = \frac{1}{4\pi} \iiint_D \frac{Q(\tau_C)}{\lambda(\tau_C)} K(A, C) dV_C + \frac{1}{4\pi} \iint_{S_H} \mu(P_H) K(A, P_H) dS_H. \quad (8)$$

Но в отличие от функции Грина $G(A, C)$, ядро $K(A, C)$ преобразующего оператора (8) учитывает рефракцию теплового поля на всех внутренних границах слоистого пласта:

$$K(A, C) = G(A, C) - \frac{1}{2\pi} \sum_{k=1}^M \varepsilon_k \iint_{S_k} G(A, P_k) \cdot (\mathbf{N}_k \cdot \nabla_{P_k}) G(P_k, C) dS_{P_k} \quad (9)$$

При небольших контрастах теплопроводности слоев (для литологических разностей горных пород относительная теплопроводность не более (1.1 – 1.5) ед.) модельные тепловые поля, как и гравитационные, удовлетворяют общему принципу суперпозиции относительно источников в земной коре и глубинного (мантийного) теплового потока.

Модельный тепловой поток

Восходящая составляющая теплового потока на поверхности S_i анти направлена к оси глубин; ее знак считается положительным:

$$q(A_i) = -(\mathbf{N}_i \cdot \mathbf{q}(A_i)) = +\lambda_i(\mathbf{N}_i \cdot \nabla_{A_i})T(A_i)$$

На земной поверхности $S_0 : A_i = A_0(x, y, 0)$:

$$q_Q(A_0) = \frac{\lambda_1}{4\pi} (\mathbf{N}_0 \cdot \nabla_{A_0}) \iiint_D \frac{Q(C)}{\lambda(C)} K(A_0, C) dV_C, \quad (10)$$

$$q_\mu(A_0) = \frac{\lambda_1}{4\pi} (\mathbf{N}_0 \cdot \nabla_{A_0}) \iint_{S_H} \mu(P_H) K(A_0, P_H) dS_H. \quad (11)$$

Как и в формуле для температуры (8), суммарный тепловой поток разделяется на составляющие от источников радиогенной теплогенерации Q в земной коре и от поверхностных источников μ с подошвы мантийного слоя: $q(A_0) = q_Q(A_0) + q_\mu(A_0)$. Разность между «наблюденным» и модельным тепловым потоком от источников теплогенерации в земной коре приравнена к целевой функции подбора обратной задачи аналитического продолжения гармонических функций.

$$q_\mu(A_0) = q_{observ} - q_Q(A_0) = \frac{1}{4\pi} \cdot \frac{\lambda_1}{\lambda_{M+1}} (\mathbf{N}_0 \cdot \nabla_{A_0}) \iint_{S_H} K(A_0, P_H) q_\mu(P_H) dS_H \quad (12)$$

Инверсия интегрального оператора (12) дает решение обратной задачи аналитического продолжения мантийной составляющей теплового потока через слоисто-неоднородную среду с уровня земной поверхности на нижнюю граничную плоскость $z = H$. Последующий пересчет поля $q_\mu(P_H)$ вверх на криволинейную границу $z = z_M(x, y)$, $A_M = A(x, y, z_M)$ находится из решения прямой задачи, аналога интегральной формулы (11):

$$q_\mu(A_M) = \frac{1}{4\pi} \cdot \frac{\lambda_M}{\lambda_{M+1}} (\mathbf{N}_M \cdot \nabla_{A_M}) \iint_{S_H} K(A_M, P_H) q_\mu(P_H) dS_H \quad (13)$$

Формулы пересчета (11) – (13) позволяют исключить граничное условия Неймана по тепловому потоку из решения прямой задачи и выразить поток $q_\mu(A_M)$ на кровле верхней мантии через его значение $q_\mu(A_0)$ на поверхности Земли.

Поверхностный тепловой поток. Палеоклиматическая редукция

Приповерхностный тепловой поток вычислен по результатам измерений температуры и теплопроводности в параметрических скважинах глубокого бурения и привязан к разреженной градусной сети геотермических пикетов [3, 4, 5]. «Наблюдённые» 234 значения теплового потока пересчитаны на регулярную сетку 11 зоны картографической проекции Гаусса-Крюгера с шагом (10×10) км² (рис. 1а).

Изменение температуры земной поверхности в процессе чередования палеоклиматических циклов искажают геотермический градиент по стволу скважины [6]. В результате геотермический градиент, а следовательно и тепловой поток в этом интервале оказываются пониженными [7]. Поправки на влияние палеоклимата в измеренный тепловой

поток в изучаемом регионе, введены на основе «Каталога данных по тепловому потоку Урала» [4]. Все результаты объединены в три группы с учетом геолого-тектонического строения региона; по ним рассчитывались поправки в градиенты температуры и в тепловой поток (Рис. 1 б). Новый вариант карты теплового потока для и Северного и Приполярного Урала, с поправкой за палеоклимат приведен (Рис. 1 с):

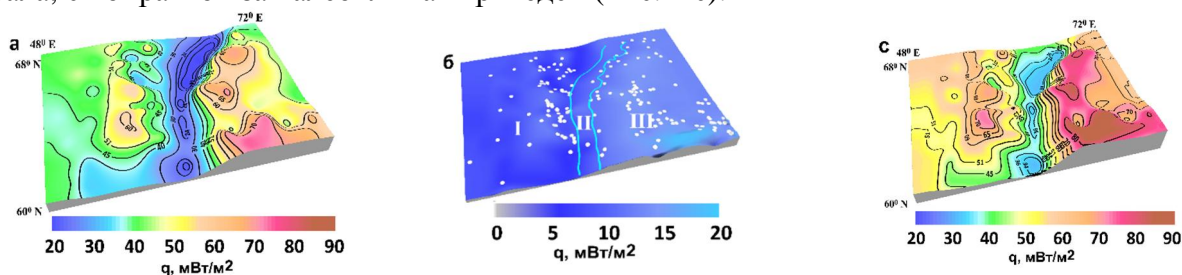


Рисунок 1. Карта редуцированных значений теплового потока для северных территорий: а) – наблюдаемый тепловой поток; б) – палеоклиматическая поправка; с) – редуцированный тепловой поток. Светлыми кружками обозначены плановые положения скважин геотермических измерений; римские цифры – номера палеоструктурных зон.

Тепловой поток от источников земной коры

Прямая задача (10) вычисления поверхностной составляющей теплового потока при ($z = 0$) исходит из распределения приведенной мощности источников Q/λ в земной коре. Поправки в поток вводились в рамках модели трехслойной среды: чехол, кора, мантия [Martyshko et al., 2019]. В гравитермическом приближении, тепловой поток от источников в земной коре будет ниже. На рисунке 2 приведены оба варианта решения задачи.

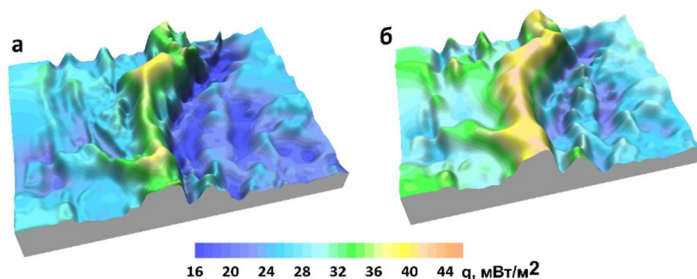


Рисунок 2. Расчётные значения теплового потока для кристаллической коры и осадочного чехла в плоскости $z=0$: а) – гравитермическое приближение для однородной модели; б) – то же, но для трёхслойной среды с учетом теплопроводной рефракции.

Вклад мантийной составляющей (11) в поверхностный поток (12) равняется разности между наблюдаемыми (рис. 1) и вычисленными значениями (рис. 2). Эта разность показана на рисунке 3, где светлыми полутонами выделена меридиональная зона отрицательных значений мантийной составляющей теплового потока.

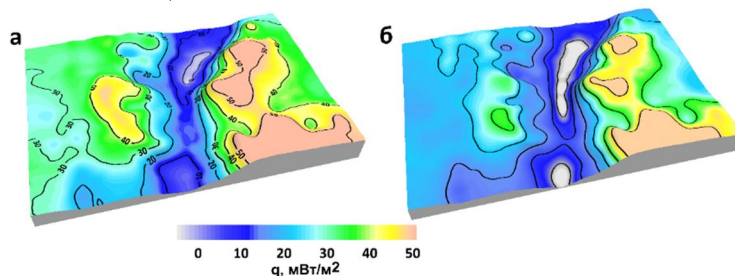


Рисунок 3. Разностный тепловой поток в плоскости $z=0$ (мантийная составляющая): а) – гравитермическое приближение для однородной модели; б) – то же, но для трёхслойной среды (чехол, кора, мантия) с учетом теплопроводной рефракции.

Мантийная составляющая теплового потока

Разделение общего теплового потока на коровую (рис. 2) и мантийную составляющую на верхней граничной плоскости (рис. 3) позволяет восстановить тепловой поток на глубинной границе «кора-мантия» и сопоставить его величину с распределением плотностных и сейсмических параметров в низах коры и верхней мантии.

Аналитическое продолжение мантийной составляющей теплового потока на границу «кора-мантия» выполняется двумя этапами: сначала решается интегральное уравнение (12) обратной задачи относительно неизвестной составляющей потока на нижней граничной плоскости, а затем найденный глубинный поток пересчитывается по прямой интегральной формуле (13) на любую вышележащую поверхность. Оптимальный параметр регуляризации в задаче численного аналитического продолжения выбирается по критерию стационарности пересчета гармонических функций. Мантийная составляющая теплового потока на верхней граничной плоскости и на глубинной границе «кора-мантия» показана на рисунке 4:

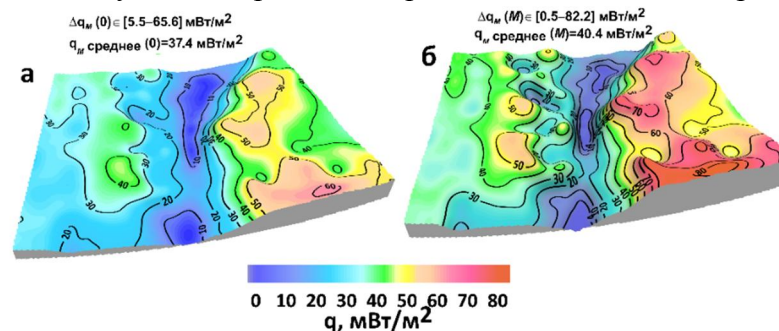


Рисунок 4. Продолжение мантийной составляющей теплового потока с уровня земной поверхности на глубину границы «кора-мантия» при оптимальном параметре регуляризации: а) – мантийная составляющая потока на уровне верхней граничной плоскости $z = 0$; б) – то же на уровне границы раздела «кора-мантия $z = z_M(x,y)$.

Для горизонтально-слоистой среды рельеф поля мантийного теплового потока на границе «кора-мантия» практически воспроизводит таковой на верхней граничной плоскости, но с большей амплитудой. Заметим, что повышенные значения расчётных тепловых потоков в мантии связаны с введением положительной поправки за палеоклиматическую редукцию (в среднем 24%) в наблюдаемое тепловое поле.

Заключение

1. Предложен метод решения задач сопряжения для уравнения Пуассона, позволяющий интерпретировать потенциальные поля: гравитационное и стационарное тепловое поле на основе единых сеточных алгоритмов. Реализован сеточный алгоритм решения прямых и обратных задач стационарной теплопроводности для геотермических моделей слоисто-неоднородных сред. Дана оценка вклада корового и мантийного теплового потока в общий энергетический баланс литосферы Уральского региона. Коровая составляющая потока эндогенных тепловых источников, в общих чертах, повторяет морфологию гравитационных аномалий; мантийный тепловой хорошо согласуется с формой рельефа мантийных структур.

Уральская геосинклиналь характеризуется чрезвычайно низкими значениями наблюдаемого теплового потока. Теплопроводность геотермического разреза возрастает с глубиной. В силу чего рефракция теплового поля на внутренних границах разнотеплопроводных сред (земная кора+мантия) увеличивает расчетную величину коровой составляющей потока и уменьшает величину мантийной составляющей вплоть до отрицательных значений. Плейстоцен-голоценовое потепление предшествующего межледникового палеоклиматического цикла восстанавливает положительные значения теплового потока, пересчитанного на границу «кора-мантия».

Литература

1. *Martyshko, P., Ladovskii, I., Byzov, D., Tsidaev, A.* On solutions of forward and inverse problem for potential geophysical fields: Gravity inversion for Urals region // AIP Conference Proceedings 2019. V. 2164. 120010. Albena. DOI: <https://doi.org/10.1063/1.5130870>.
2. *Владимиров В.С., Жаринов В.В.* Уравнения математической физики. М.: «Физматлит». 2000. 400 с.
3. *Щанов В.А.* Тепловое поле Урала // Уральский геофизический вестник. 2000. №1. С. 126-130.
4. *Голованова И.В.* Тепловое поле Южного Урала. М.: Наука. 2005. 190 с.
5. *Дучков А.Д., Соколова Л.С., Аюнов Д.Е.,* Электронный геотермический атлас Сибири и Дальнего востока // Интерэкспо ГЕО-СИБИРЬ. 2013. Том 2. № 3. С. 153-157. <http://maps.nrcgit.ru/geoterm/>.
6. *Голованова И.В., Пучков В.Н., Сальманова Р.Ю., Демежко Д.Ю.* Новый вариант карты теплового потока Урала, построенный с учетом влияния палеоклимата // ДАН. 2008. Т. 422. № 3. С. 394-397.
7. *Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Тагирова Ч.Д.* Методика расчета глубинных температур с учетом исправленных на влияние палеоклимата значений теплового потока // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1426-1435.

УДК 550.831.016

О построении плотностных моделей земной коры на основе параллельных алгоритмов решения обратных задач гравиметрии

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

pmart3@mail.ru

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Abstract. For segments of the Middle and Northern Urals and adjacent territories of the East European Platform and the West Siberian Plate (within a degree trapezoid with geographic coordinates 53–65° N, 48–72° E), ten seismic DSS profiles were reprocessed by the method of two-dimensional seismic tomography, and gradient velocity sections of the earth's crust were constructed in the format of grid functions. Density sections are built in the same format. The coefficients of the empirical dependence "density-velocity" were calculated using the algorithm for solving the two-dimensional inverse problem of gravimetry. The method and technology for calculating the three-dimensional density distribution with reference to two-dimensional data on reference seismic sections are embedded in the method of quantitative interpretation of potential fields with the construction of three-dimensional geophysical models. A stable solution of the three-dimensional inverse problem of gravimetry is sought on the well-posed set of a family of horizontal layers with a two-dimensional density distribution.

Введение

Изучение строения верхней части литосферы (ВЧЛ) гравиметрическими методами и построение региональных геофизических моделей опирается на решение следующей задачи: найти распределение модельной плотности, которое удовлетворяет наблюдаемому гравитационному полю. Интегральная формула прямой задачи – это оператор «суммы», заданный на множестве плотностных элементов дискретного разбиения. И найти плотности каждого отдельного элемента только по их совокупному гравитационному эффекту теоретически невозможно. В общей постановке решение обратной задачи гравиметрии является не только неоднозначным, но и неустойчивым. И чем выше размерность задачи, тем она менее устойчива и тем настоятельнее требуется применение специальных регуляризирующих алгоритмов. Регуляризация обеспечивает устойчивость решения обратной задачи, но не дает его единственности. Множество решений регуляризирующих алгоритмов образуют эквивалентное семейство по параметру регуляризации. Поэтому, вопрос о выборе единственного решения нельзя рассматривать только с позиций общей математической теории; необходимо привлекать «сторонние» плотностные модели начального приближения. Начальная модель, построенная посредством послойной интерполяции сеточных матриц с двумерных плотностных разрезов, сохраняет основные структурные элементы глубинного строения в окрестности сейсмических профилей и транслирует их подобие в межпрофильное пространство [1, 2]. Разделение плотностного (сеточного) параллелепипеда начальной модели на семейство горизонтальных слоев реализует алгоритм поиска слабоединственных решений обратной задачи гравиметрии для трехмерной избыточной плотности на множестве корректности двумерных мультипликативных добавок [3, 4]. По каждому горизонтальному слою вычисляются малые (латеральные) отклонения плотности от ее начального распределения. Это дает возможность из семейства послойных эквивалентов избыточных плотностей выбрать единственное частное решение с минимальной нормой.

Описание методики

Для корректного решения обратной задачи гравиметрии и построения объемных плотностных моделей литосферы по сейсмическим профилям потребовалась предварительная подготовка и дополнение исходных 2D данных, их специальная конвертация в 3D формат послойных сеточных функций и создание пространственного макета адекватной математической модели. Методическое сопровождение алгоритма трехмерного плотностного моделирования включает следующие этапы.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

1. Томографический скоростной разрез (двумерная матрица) трансформируется в свой плотностной аналог по коэффициентам кусочно-линейной петрофизической зависимости «скорость-плотность», изначально полученных из эксперимента. Плотностной разрез замыкается снизу горизонтальной границей изостатической компенсации (по Дж. Пратту) для неоднородной мантии. По аномалиям литостатического давления намечаются контуры мантийных блоков.

2. Для плотностного разреза решается обратная линейная задача гравиметрии, в результате чего уточняются плотности мантийных блоков и значения коэффициентов кусочно-линейной функции «скорость-плотность». Для устранения краевых эффектов законтурное пространство за пределами разреза заполняется внешними массами с одномерной гидростатической плотностью.

3. Двумерные плотностные разрезы вдоль десяти профилей ГСЗ Северо и Средне Уральского сегмента пересчитываются в единую систему пространственных координат в пределах градусной трапеции задания исходных данных. В этих координатах строится пространственный каркас трехмерной плотностной модели. Недостающие данные по плотностям в межпрофильном пространстве заполняются интерполированными значениями плотности с опорных разрезов трехмерного каркаса. Послойное заполнение сеточных матриц числового параллелепипеда сохраняет подобранные 2D плотностные параметры в сечении сейсмических профилей.

4. Пространственная модель послойно-интерполированной плотности принимается за модель начального приближения. Относительно нее рассчитывается избыточная плотность и разностное поле целевой функции уточняющего подбора. Для слоистого параллелепипеда избыточной плотности, гравитационный эффект законтурных (внешних) масс равен нулю. Сеточный формат редуцированной математической модели сделало возможным использовать итеративную схему послойного подбора плотностных разностей, образующих пространство корректных решений трехмерной обратной задачи гравиметрии.

5. По формулам пересчета «вверх-вниз» разностное поле разделяется на морфо подобные разнопорядковые составляющие, каждая из которых ассоциируется с модельным полем слоев редуцированной плотностной модели. Избыточные плотности в каждом слое заданы в виде мультипликативной функции (произведения гидростатической плотности на переменную по латерали корректирующую добавку). Устойчивый алгоритм послойной линейной инверсии реализован в классе двумерных корректирующих добавок с нулевым средним значением. Итеративный алгоритм последовательных вычислений избыточных плотностей применен для каждого отдельного слоя, независимо от других. Трехмерные мультипликативные плотности по слоям однозначно восстанавливаются по отфильтрованным разностям повысотных трансформант. Таким образом, удалось сократить до минимума число возможных вариантов подбора разделенных полей и унаследовать геологическую содержательность плотностной модели начального приближения.

Сеточный формат задания исходных данных, «быстрые» алгоритмы решения прямой задачи гравиметрии, построение однотипных функционалов на послойных сеточных матрицах и реализация параллельных многопоточных вычислений на графических процессорах образуют основу методов количественной интерпретации геофизических полей. Все эти алгоритмические разработки предназначены для построения крупномасштабных математических моделей, как будущей основы реальных геологических проектов.

Практический пример

Цифровая модель XGM2019e_2159 гравитационного поля в полной редукции Буге изучаемой области ($56^{\circ} - 60^{\circ}$ с.ш., и $54^{\circ} - 66^{\circ}$ в.д.) получена с онлайн-ресурса ICGEM [5]. Инверсия поля реализована на сетке (ШИРОТА \times ДОЛГОТА \times ГЛУБИНА = $500 \times 750 \times 80$ км); размер ячейки $1 \times 1 \times 1$ км. В этом случае одна итерация для 80-и слоев считается 1 мин. Сеточные матрицы искомым решений скомпонованы в единый пространственный макет числового параллелепипеда; на его основе строится объемная модель послойного распределения избыточной плотности. Физическая плотность модели (в абсолютной мере)

является суммой подобранного (с нулевым средним) и начального распределений. На рисунке 1 построено искомое распределение послойно-подобранной избыточной плотности.

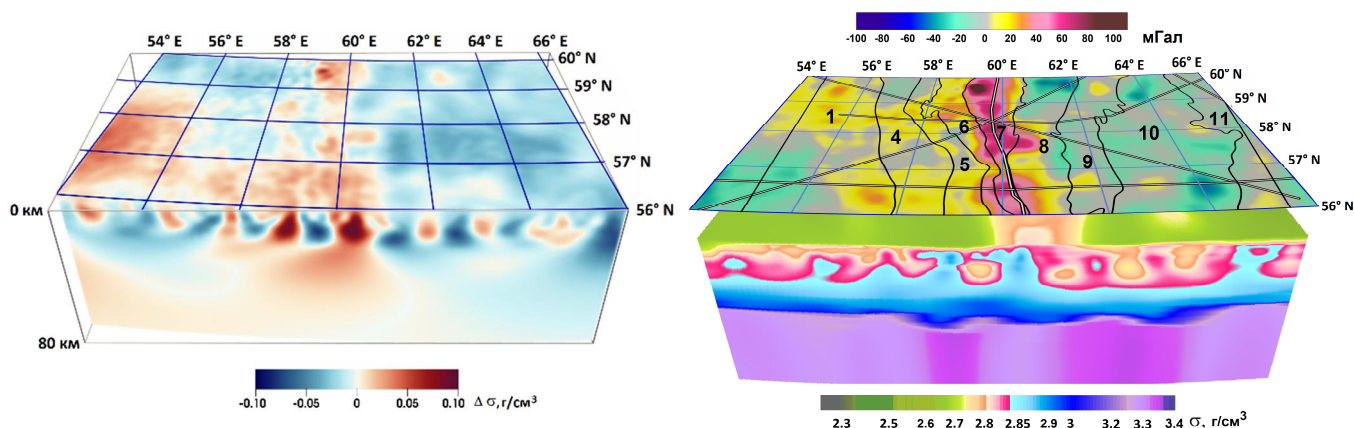


Рис. 1. Трехмерная плотностная модель литосферы до глубины 80 км: **слева:** трехмерное распределение подобранной избыточной плотности; **справа:** плотностная физическая модель с учетом начального распределения плотности; сверху наложена карта наблюдаемого поля с указанием схемы сейсмических профилей и номеров зон тектонического районирования: 1 – Волго-Уральская антеклиза, 2 – Тиманская антеклиза, 3 – Печорская синеклиза, 4 – Предуральский краевой прогиб, 5 – Западно-Уральская внешняя зона складчатости, 6 – Центрально-Уральское поднятие, 7 – Тагильско-Магнитогорский прогиб, 8 – Восточно-Уральское поднятие, 9 – Восточно-Уральский прогиб, 10 – Зауральское поднятие, 11 – Тюменско-Кустанайский прогиб.

Сеточные решения обратной задачи гравиметрии, сконвертированные в формате числового параллелепипеда, дают наглядное представление о распределении плотности в пространстве объемной модели. Из общего трехмерного массива подобранных плотностей возможно извлечение любых массивов меньшей размерности для трассировки вертикальных сечений, построения карт горизонтальных срезов или структурных карт сейсмо-плотностных границ (с привязкой к схемам тектонического районирования). Последнее весьма удобно для всестороннего анализа и последующей геолого-геофизической интерпретации результатов математического моделирования [2]. Так, например, на рисунке 2 даны два варианта плотностных сечений вдоль объединенного профиля «Гранит-Рубин 2» для начальной и результирующей плотностной модели, извлеченных из послойного набора сеточных матриц по направлению образующих профильных кривых. Как видно, при переходе от начальной модели интерполированной плотности к результирующей модели, структурные особенности разрезов, в целом, сохранены, но общая интегральная масса коры, а, следовательно, и абсолютный уровень фонового поля существенно меняются.

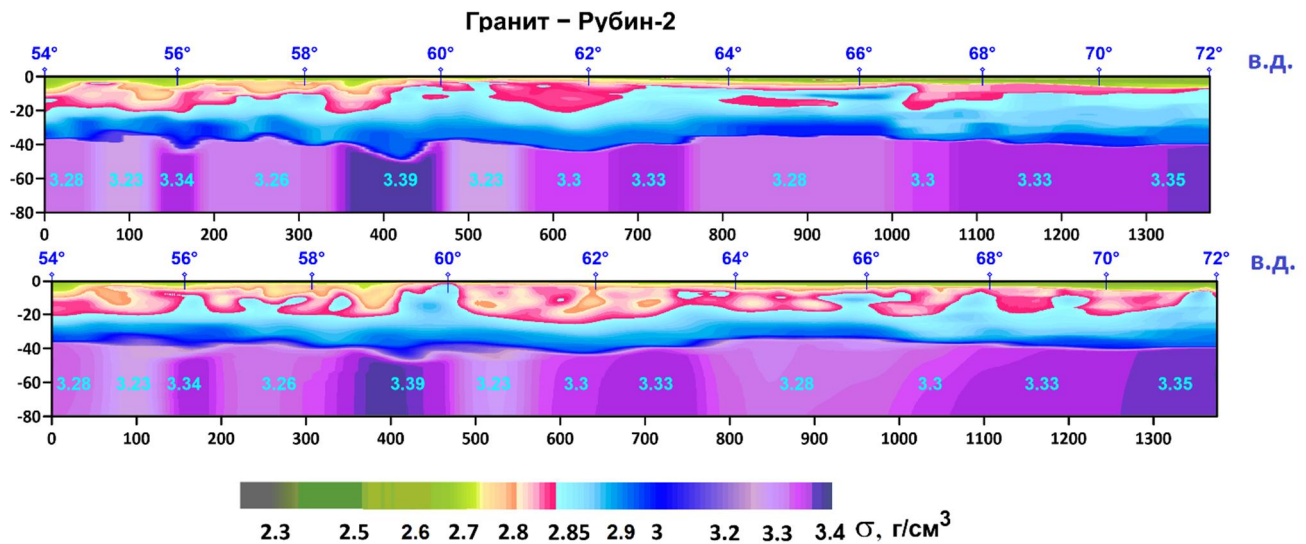


Рис. 2. Сопоставление вертикальных сечений трехмерных плотностных моделей по объединенному профилю «Гранит-Рубин-2» (направление с Ю-З на С-В). **Вверху:** разрез начальной модели интерполированной плотности; **внизу** – разрез результирующей (подобранной) плотностной модели.

Заключение

Для определения значений плотности, удовлетворяющих наблюдаемому полю, использовался метод, дающий решение линейной обратной задачи гравиметрии в плоском слое. Устойчивый алгоритм послойной линейной инверсии реализован в классе двумерных корректирующих добавок с нулевым средним значением. Плотность физической модели восстанавливается мультипликативной функцией плотности нормальной модели и латеральной корректирующей добавки.

По результатам трехмерного моделирования по сейсмическим данным и гравитационному полю на основе новой сеточной технологии построена объемная модель распределения плотности в слоях земной коры и верхней мантии до глубины 80 км. Итеративно последовательная схема вычислений корректирующих добавок по горизонтальным слоям начальной модели не только сокращает число возможных вариантов подбора в классе слабоединственных решений, но и сохраняет геологическую содержательность исходной скоростной модели, построенной по сейсмическим данным.

Из общего трехмерного массива подобранных плотностей возможно извлечение любых массивов меньшей размерности для построения разрезов, карт горизонтальных срезов и структурных карт плотностных границ.

Литература

1. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. Применение сеточных функций в задачах трехмерного плотностного моделирования // Уральский геофизический вестник. 2012. № 1(19). С. 30–34.
2. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Федорова Н.В., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г. Теория и методы комплексной интерпретации геофизических данных. Екатеринбург: УрО РАН, 2016. 94 с.
3. 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.
4. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. Об устойчивых методах интерпретации данных гравиметрии // ДАН. 2016. Т. 471. № 6. С. 1–4.
5. Zingerle P., Pail R., Gruber T., Oikonomidou X. The combined global gravity field model XGM2019e // J Geod. 2020. 94. 66

Методика уточнения зависимости «скорость-плотность»

для разрезов с блочной мантией

П.С. Мартышко, А.Г. Цидаев, И.В. Ладовский

uspen2023@tsidaev.ru

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН

The paper presents the technique of simultaneous selection of block mantle parameters and correlation formula between velocity and density in crust. The method is demonstrated in comparison with previous interpretation of Northern and Near-Polar Urals data. For this data this new technique allowed us to obtain significantly better model in comparison with previous results.

Методика

В процессе построения плотностных моделей на основе сейсмических данных возникает задача преобразования значений пластовых скоростей V_p в соответствующие им значения плотностей горных пород. Это преобразование производится с использованием эмпирических зависимостей «скорость-плотность», полученных по экспериментальным результатам анализа горных пород региона. Однако одного лишь преобразования по известным формулам подобных зависимостей недостаточно, чтобы добиться малой невязки между наблюдаемым полем и гравитационным полем построенной плотностной модели разреза.

В работах авторов [1, 2] рассматривается методика, основанная на двух этапах. На первом этапе посредством решения линейной обратной задачи гравиметрии производится подбор уточненных коэффициентов корреляционной зависимости «скорость-плотность» таким образом, чтобы минимизировать невязку наблюдаемого и модельного полей. Вторым этапом является разбиение мантии на горизонтальные блоки с вертикальными границами и выполнение подбора постоянного значения плотности для каждого из них. Выбор конкретного набора плотностей в блоках осуществляется при постоянном контроле решения прямой задачи для модифицируемого разреза и также обуславливается минимизацией невязки полей. Положение границ блоков и их количество выбираются на основе анализа аномального литостатического давления на глубине 80 км, принятого за уровень изостатической компенсации для модели [2, 3].

Позже, в процессе построения трехмерной плотностной модели Среднего Урала в рамках проекта РНФ 20-17-00058, авторами была предложена новая методика для одновременного расчета и уточненных коэффициентов корреляционной зависимости, и плотностей в мантийных блоках [4]. Распределение скорректированных (подобранных) плотностей по скоростным разрезам находится из решения линейной двумерной обратной задачи гравиметрии. Одновременно подбираются плотности мантийных блоков при решении задачи:

$$\|F(x, \sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_N, \sigma_{B_1}, \sigma_{B_2}, \dots, \sigma_{B_K}) - g(x)\| \rightarrow \min. \quad (1)$$

Здесь $g(x)$ – наблюдаемое поле вдоль разреза; $F(x, \sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_N, \sigma_{B_1}, \sigma_{B_2}, \dots, \sigma_{B_K})$ – модельное поле в точке x на уровне земной поверхности; $\sigma_{B_1}, \dots, \sigma_{B_K}$ – плотности K мантийных блоков с вертикальными границами. Переменные $\sigma_1, \dots, \sigma_N$ – это значения плотности, которые соответствуют скоростям продольных волн V_1, \dots, V_N . Они связаны с поинтервальными коэффициентами A_p и B_p посредством системы линейных уравнений:

$$\sigma(V) = \begin{cases} A_1V + B_1; & V_1 \leq V < V_2 \\ A_2V + B_2; & V_2 \leq V < V_3 \\ \dots & \dots \\ A_{N-1}V + B_{N-1}; & V_{N-1} \leq V \leq V_N \end{cases} \quad (2)$$

Сравнение с ранее использовавшимся методом

Для дополнительной проверки была проведена повторная обработка данных, служивших исходным материалом для построения модели Северного и Приполярного Урала

[2]. Имелось 10 профилей ГСЗ и МОВЗ, вдоль которых ранее были построены скоростные разрезы. В качестве примера приведем полученную плотностную модель вдоль профиля «Кварц» (рис. 1). Исходно модельная мантия была разбита на 9 блоков, это разбиение не менялось, и для мантийных блоков производился лишь подбор значений плотности.

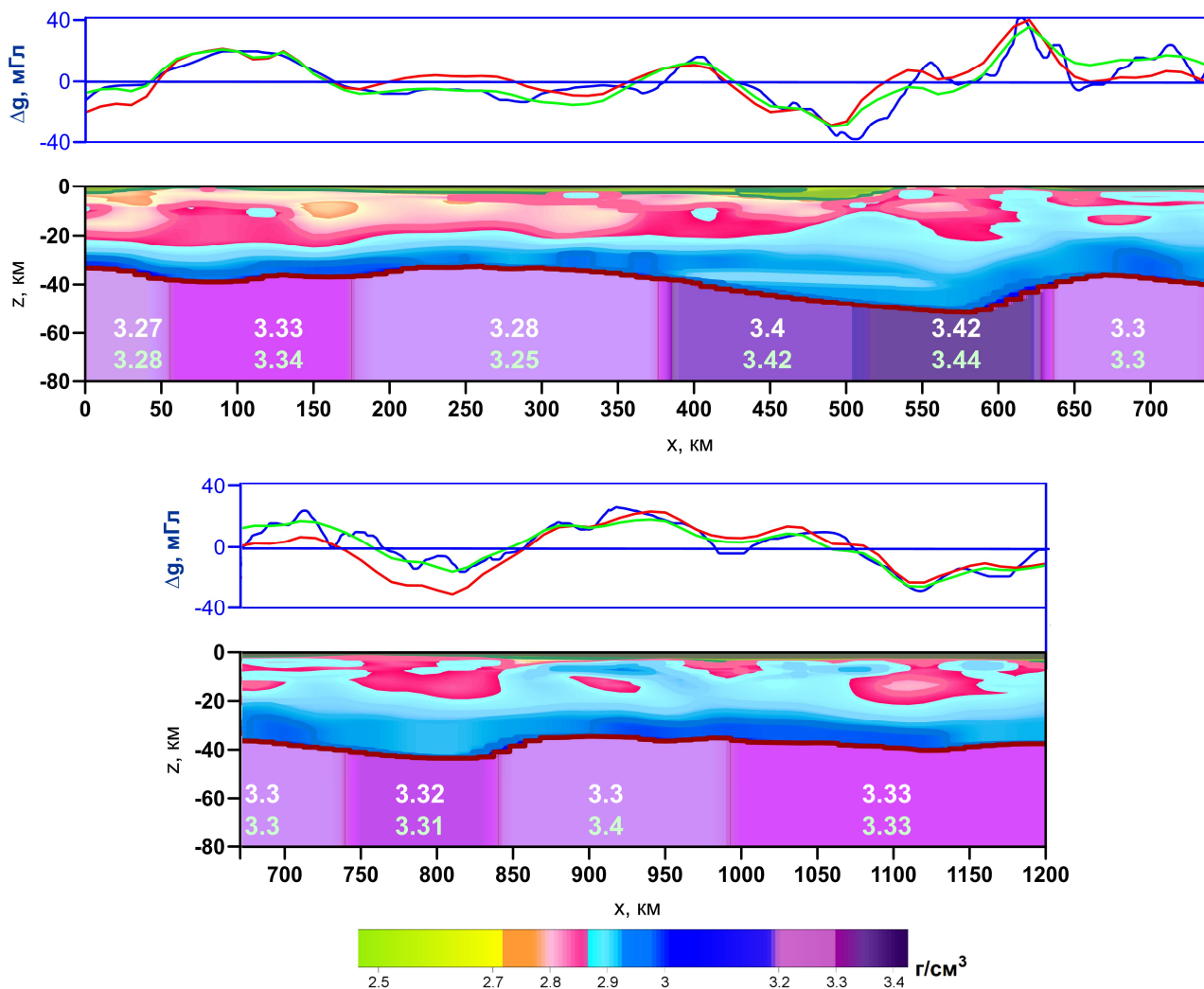


Рис.1. Плотностная модель вдоль профиля «Кварц» и её гравитационное поле

Гравитационное поле модели представлено на рис. 1. Синяя линия – наблюдаемое поле вдоль профиля, красная линия – поле исходной модели (подобранной по двухшаговой методике), зеленая линия – поле, подобранное по описанной выше методике одновременного подбора коэффициентов корреляционной зависимости и плотностей мантийных блоков. Для мантийных блоков верхний ряд – исходные значения плотности, нижний – подобранные по представленной методике.

Для исходной модели среднеквадратичное отклонение гравитационного поля от наблюдаемого составило 6.95 мГл, для уточненной – 4.33 мГл (улучшение на 38%).

Список литературы

1. 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: Материалы 38-й сессии Международного семинара имени Д.Г. Успенского. 24-28 января 2011 г. Пермь: Ги УрО РАН, 2011. С. 288-291.
2. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Федорова Н.В., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г. Теория и методы комплексной интерпретации геофизических данных. Екатеринбург: УрО РАН, 2016.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

3. Фадеева Н.В., Цидаев А.Г. Аномалия литостатических нагрузок верхней части литосферы Тимано-Печорской плиты // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Материалы конференции. Екатеринбург, 2013. С. 284-287.
4. Мартышко П.С., Цидаев А.Г., Колмогорова В.В., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. Скоростные и плотностные разрезы верхней части литосферы североуральского сегмента // Физика Земли. 2022. №3. С. 12-25. DOI 10.31857/S0002333722030048.

УДК 550.8.052

Картирование Могдинского палеовулкана по результатам полуколичественного анализа площадных аэромагнитных данных

А.К. Марченко

marchenkoak@rusgeology.ru

ОП АО «Росгео» «ИГП»

Using the technique of semi-quantitative interpretation of areal aeromagnetic anomalies, a shield-type paleovolcano named Mogdinsky was identified for the first time, and a description of its structure was given. Possibilities of mapping discontinuities based on archival data of potential fields in areas of trapp formation rocks with poor exposure are shown.

Метод полуколичественного анализа площадных гравитационных аномалий был представлен к.г.-м.н. Сметаниным А.В. в 2000 г [1], за прошедшие двадцать лет он совместными усилиями автора метода и автора доклада развился в технологию, которая применима и при анализе количественных характеристик площадных магнитных аномалий. В ходе таких исследований в сложных с геологической точки зрения районах развития пород трапповой формации впервые был выделен Могдинский палеовулкан щитового типа.

Площадь работ расположена на юго-востоке Тунгусской синеклизы в зоне развития сибирских траппов. По информации, содержащейся на изданных геологических картах, практически вся исследуемая территория покрыта отложениями корвунчанской свиты триаса. В отдельных окнах наблюдаются выходы дегалинской свиты перми и тутончанской свиты триаса. На поверхности широко распространены дайки долеритов и разрывные нарушения.

В качестве исходных данных были привлечены оцифрованные данные высокоточной аэромагнитной съёмки масштаба 1:100 000 в комплексе с трёхкомпонентными аэромагнитными измерениями на Непском своде (Давыдов В.Ф., Ковалевич Т.А., Корнейчук А.М. и др. от 1989 г., находится в геологическом фонде ОП АО «Росгео» «ИГП»). Съёмка выполнялась с помощью квантового аэромагнитометра КАМ-28, установленного на самолёте АН-2. Фотоконтроль штурманского проложения съёмочных маршрутов проводился путем фотографирования ориентиров съёмки с их последующей привязкой к полетным картам. Погрешность измерения магнитной индукции составила $\pm 3,2$ нТл. По результатам работ были построены карты графиков и площадная карта магнитного поля, а также карты результатов интерпретации. Материалы были оцифрованы силами специалистов ОП АО «Росгео» «ИГП» в рамках работ на Северо-Наканновской площади в 2016-2017 гг.

По магнитному исходному магнитному полю выделены мономеры градиентных зон (МГЗ) – одночастные линейные элементы магнитных аномалий, характеризующиеся относительным постоянством амплитуды (А), ширины (Ш), протяженности (Д), градиента (Г) и направления (α). По параметрам этих мономеров построены диаграммы распределения, определено наличие или отсутствие значимых зависимостей между параметрами, вычислены их средние значения и другие статистические характеристики. В результате анализа полученных данных было определено наличие заметной по шкале Чеддока зависимости параметров Ш и Д, а также высокой – параметров А и Г. При анализе простираний было выявлено незначительное доминирование северных румбов. По средним значениям параметров МГЗ трансформант исходного поля выбраны оптимальные параметры преобразований. Массовые расчеты глубинности аномалий по упрощенной методике показывают, что основные аномалиеобразующие объекты сосредоточены в приповерхностном слое толщиной 1,2 км.

Анализ ареалов МГЗ в определённых диапазонах параметров и простираний позволил выделить не только линейные, но и круговые участки, наложение которых на один вид позволяет выделить структуру «битой тарелки», что соответствует геологической ситуации в большей степени, чем единичные прямые разломы-линии, закартированные геологами ранее.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

В процессе совместного анализа количественных характеристик магнитных аномалий и геологических данных «сама собой» вырисовалась достаточно сложная кольцевая структура, которая по всем характеристикам соответствует гигантскому палеовулкану щитового типа [2], названная Могдинским.

Фрагменты Могдинского палеовулкана зафиксированы на площади диаметром около 75 км с хорошо выраженными эпицентрами диаметром около 23 км. Строение юго-западной части структуры не фиксируется в должной степени. В центральной части палеоструктуры закартирована разломная зона северо-восточного простирания шириной в юго-западной части 6 км, в северо-восточной – 12 км. При сопоставлении с геологической картой наблюдается совпадение отдельных границ палеовулкана с интрузиями даек триасового возраста. Так же обращает на себя внимание меандр на русле Нижней Тунгуски, расположенный практически в эпицентре.

Фиксируется хорошее совпадение результатов полуколичественного анализа гравитационных и магнитных аномалий для этой территории в виде линейных элементов гравитационного поля (разломов).

Таким образом, по результатам обработки архивных среднемасштабных аэромагнитных данных восьмидесятых годов прошлого века впервые выделен Могдинский палеовулкан на юго-востоке Тунгусской синеклизы. Такого результата удалось достигнуть благодаря применению инновационной отечественной методики исследования количественных показателей мономеров площадных магнитных аномалий. Выявленная геофизическая структура, несмотря на низкую детальность первичных магнитометрических материалов, хорошо согласуется с результатами геологической съёмки. Существенно дополнились сведения о крупных разрывных структурах рассматриваемой территории.

Автор выражает благодарность к.г.-м.н. Сметанину А.В. за консультативную помощь при выполнении исследований.

Библиография:

1. Сметанин А.В., Опыт динамической интерпретации гравитационных аномалий. Иркутск, 2000. URL: <https://cloud.mail.ru/public/WMtq/55utPJtih>.
2. Марченко А.К., Сметанин А.В., Марченко И.Н., Некоторые результаты высокоточных детальных гравиметрических измерений по сейсмическим профилям в условиях развития сибирских траппов. Журнал «Геофизика», 2021 г., № 01, стр. 41-45.

550.831.015.072

Обоснование применимости налёдной гравиметрии для поиска палеодолин в восточной части Финского залива

Н.О. Медведев¹, Н.П. Сенчина², Л.М. Буданов¹, Г.Ю. Триколиди¹

Nikita_medvedev@vsegei.ru

1 - Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Санкт-Петербург, Россия

2 - Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

The purpose of this study was on assessing efficiency of the gravity survey on ice for mapping of buried paleovalleys at the eastern part of the Gulf of Finland. Since enclosing sediments are denser than filling and paleochannels have relatively high depth notable negative gravimetric anomaly expected. Math model of Bouger anomaly was calculated. To ensure the correctness of measurements and resulting calculations, a special methodology of data collection and processing is required.

В последние годы ведётся активное освоение береговых зон Финского залива, создаются насыпные территории, ведётся прокладка подводных коммуникаций, гидротехническое строительство, обустройство рекреационных зон, строительство берегозащитных сооружений и т.д. Инженерно-геологические изыскания на прибрежном мелководье сталкиваются с серьезными проблемами при изучении приповерхностного геологического разреза. Сейсмоакустические методы, применяемые при геофизических изысканиях на шельфах, не информативны. Бурение на акваториях дорого, технически сложно и в условиях высокой изменчивости четвертичного геологического разреза, неэффективно. [1]

В пределах обширных мелководных акваторий Санкт-Петербурга (Сестрорецкий разлив, Невская губа) данные о погребенной дочетвертичной поверхности носят преимущественно гипотетический характер и подтверждены бурением только в районе створов комплекса защитных сооружений от наводнения. [2]

Строение погребенных долин необходимо учитывать при проектировании строительных объектов, прокладке подземных коммуникаций и решении гидрогеологических задач. Палеоврезы могут располагаться в зонах ослабленных коренных пород. Зачастую, палеодолины выполнены четвертичными, наиболее слабыми, отложениями в разрезе осадочного чеха [2].

Одним из эффективных методов изучения палеодолин в восточной части Финского залива и мелководных акваториях г. Санкт-Петербурга может служить налёдная гравиметрия. Несмотря на ряд очевидных проблем, таких как: неустойчивость ледового покрова, возможность проведения работ только в зимнее время года и достаточно сильные помехи (движение льда из-за течений, ветра, судоходства) результаты математического моделирования вызывают определённый оптимизм.

За основу для математического моделирования – решения прямой задачи гравиразведки были взяты результаты интерпретации комплексных геофизических исследований в Сестрорецком разливе, проведённых в период с 2015 по 2016 г.г. [1], а также данные бурения в г. Санкт-Петербурге и его окрестностях [3]. Использовались результаты комплексных геофизических исследований методами непрерывных акваторных электрических зондирований (НАЗ), георадиолокации и сейсмоакустики, включающие гидролокацию бокового обзора (ГЛБО) и однолучевое эхолотирование. На рис. 1 выделена предполагаемая долина древней реки, прослеживаемая на всех срезях, вынесен профиль №8, который использовался в качестве подложки для математического моделирования.

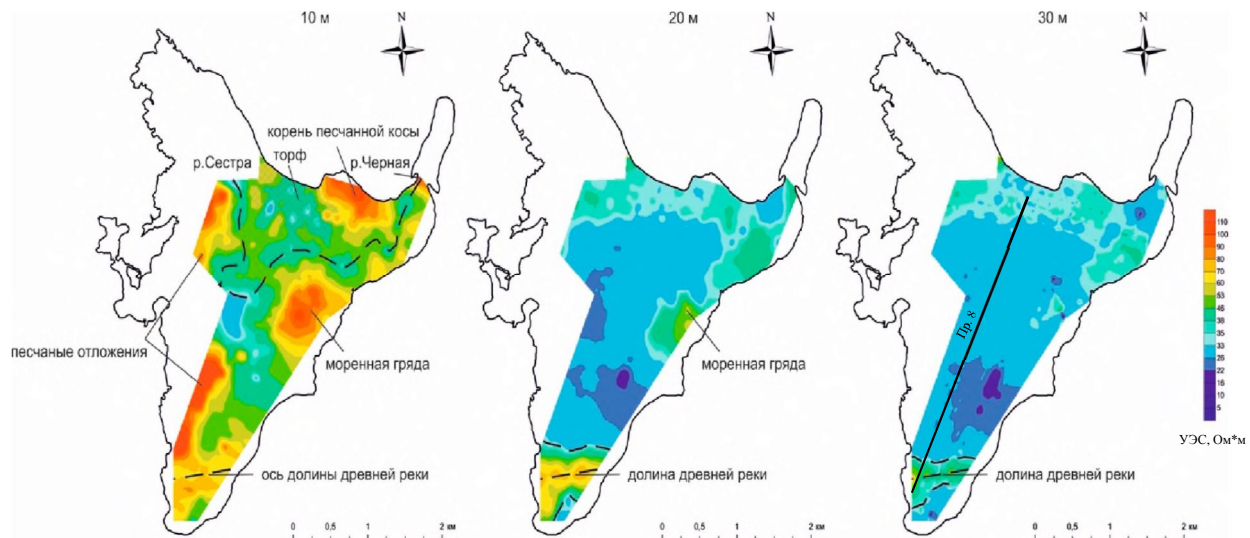


Рис. 1. Схема положения предполагаемых погребенных долин по данным акваторных геоэлектрических исследований. Геоэлектрические срезы на глубинах: 10 м, 20 м, 30 м. [4]

Решение прямой задачи гравиразведки проводилось в модуле GM-SYS программы Geosoft Oasis Montaj. По данным многочисленных скважин, пробуренных в Ленинградской области [2], плотность рыхлых четвертичных отложений, выполняющих врезы палеодолин рассматриваемого региона, меньше плотности коренных отложений. Плотность отложений ледниковых, межледниковых и послеледниковых комплексов варьирует в пределах от 1.76 до 2.27 г/см³, а вендских глин, поверхность которых осложнена врезами, – от 2.17 до 2.26 г/см³. [3]. Для построения модели были взяты следующие плотности: плотность льда – 0.93 г/см³, плотность воды – 1 г/см³, плотность четвертичных песков – 1.8 г/см³, плотность вмещающих вендских глин – 2.2 г/см³, плотность подстилающих песчаников 2.6 г/см³.

Как показал результат моделирования (Рис. 2), в гравитационном поле палеодолина проявится отрицательной локальной аномалией силы тяжести амплитудой порядка 0.3 – 0.4 мГал, обладающей характерной U-образной формой. При проведении площадных налёдных гравиметрических работ на акватории восточной части Финского залива узкие протяженные структуры с пониженными плотностными характеристиками следует интерпретировать как палеоруслу.

Авторы планируют провести полевую гравиметрическую съемку на акватории Сестрорецкого разлива и подтвердить точность математической модели. Такие опытно-методические работы позволят отработать методику налёдной гравиметрии в современных условиях. (Поиск малоамплитудных аномалий высокоточными гравиметрами).

Стоит отметить, что, несмотря на то, что современные гравиметры имеют микрогальную точность, в ходе выполнения налёдной гравиметрической съемки ошибки в единичных измерениях могут достигать десятых долей миллигала и более, что сопоставимо с искомыми аномалиями. В связи с этим авторами планируется внедрение нескольких методических особенностей в гравиметрическую налёдную съемку. В том числе: увеличенное время измерения на точке, методика двойных наблюдений и сокращенное время рейсов.

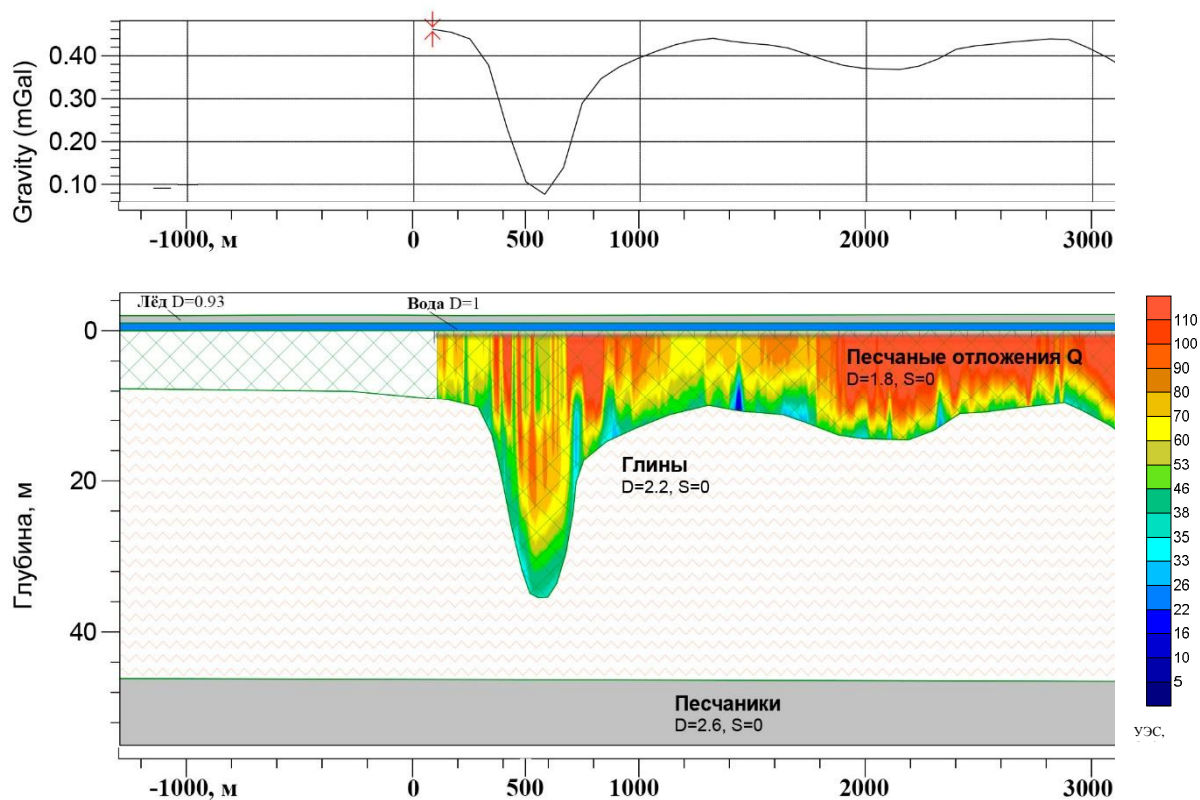


Рис. 2. Результаты решения прямой задачи гравirazведки. В качестве подложки использовались материалы НАЗ.

Список литературы

1. Буданов Л.М., Глазунов В.В., Сергеев А.Ю., Кропачев Ю.П. 2017. Картирование погребенных долин в пределах акватории озера Сестрорецкий Разлив по данным комплексных гидрогеофизических исследований. Материалы 13-й конференции и выставки «Engineering Geophysics 2017». Кисловодск, 190–198.
2. Дашко Р.Э., Александрова О.Ю., Котюков П.В., Шидловская А.В. 2011. Особенности инженерно-геологических условий Санкт-Петербурга. Развитие городов и геотехническое строительство, 1:1–47. <http://www.urban-development.ru/2011/2.pdf>
3. Ауслендер В.Г., Яновский А.С., Кабаков А.Г., Плешивцева Э.С. Новое в геологии Санкт-Петербурга // Минерал. М., 2002. № 1(4). С. 51-59.
4. Буданов Л.М., Сенчина Н.П., Шнюкова О.М., Горелик Г.Д. Исследование палеовреза с помощью гравиметрических наблюдений. Геосистемы переходных зон. 2020. Т. 4. № 3. С. 288-296

УДК: 622.02

Особенности трещин, возникающих в магматических горных породах при взрыве
М.Е. Меженев^{1,2}, Г.П. Панфилов^{1,2}, Н.Н. Ефремовцев³, Д.В. Зайцев^{1,2}, П.Е. Панфилов^{1,2}
peter.panfilov@urfu.ru

1 - Уральский Государственный Горный Университет, Екатеринбург, Россия;

2 - Уральский Федеральный Университет, Екатеринбург, Россия;

3 - Институт проблем комплексного освоения недр РАН, Москва, Россия.

Morphology of cracks that advanced in some magmatic rocks under explosive testing is examined. Quartzite, granite and basalt are chosen as the model materials in experiments. Green nephrite is used as brittle mineral for comparison. Cracks in the same rocks under Brazilian testing are also taken for comparison. Cracks in the samples after explosive testing and Brazilian testing were examined with a help of light microscopes. Cracks in the rocks were stable that allowed documenting them in detail. It was shown that cracks in the model materials after explosive testing have a broken profile, but a width depended on a type of rock. Their width was wide for granite and basalt and narrow for brittle nephrite, while this parameter for quartzite was between them. There are some correlation with deformation behavior of these rocks. Indeed, nephrite is brittle material, while quartzite is more fragile than granite and basalt. Analysis of crack geometry in these three rocks under Brazilian testing has shown that cracks consist of merged porous-like small crack caused their zigzag profile. Similar behavior of cracks is observed in plastic metals and named as ductile fracture. Hence, magmatic rocks behave like a brittle solid under high rate testing and tensile loading (explosive and Brazilian testing, respectively) on the macroscopic scale. However, they exhibit some features of ductile or viscoelastic behavior on the microscopic scale. This effect could be considered as the cause of the stability of cracks in such magmatic rocks, as granite, basalt and even quartzite under explosive testing.

Введение

Большинство горных пород и минералов считаются недеформируемыми материалами, демонстрирующими хрупкое поведение на макроскопическом масштабе [1]. При этом деформационное поведение горных пород при механических испытаниях отличается от того, что понимается в механике деформируемого твердого тела под хрупким поведением [2]. На это указывает и пластифицирующее влияние некоторых жидких сред на механические свойства горных пород, известное, как эффект Ребиндера [3], который не наблюдается в стеклах и ковалентных кристаллах. Обоснование выбора параметров взрывного воздействия, одного из широко используемых в горной промышленности методов измельчения породы, существенным образом зависит от характера ее разрушения [4]. Поэтому целью настоящей работы является определение особенностей морфологии трещин на микроскопическом масштабе, возникших в результате взрывного воздействия в образцах некоторых магматических горных пород.

Методика эксперимента

В качестве модельных магматических горных пород взяты серый гранит, кварцит и базальт из месторождений Урала. В качестве материала для сравнения был выбран зеленый нефрит, который считается хрупким минералом [1]. Методика взрывных испытаний описана в работе [5]. Полученные результаты сравнивали с разрушением тех же горных пород при диаметральной сжатии (бразильском тесте). Методика испытаний приведена в [6]. Трещины в образцах, возникшие в образцах в результате взрывного воздействия и при бразильском тесте, изучали при помощи световых микроскопов при увеличениях $\times 10$ и $\times 100$.

Результаты

Трещина, возникшая при взрывном воздействии в образце серого гранита, показана на рисунке 1а. Трещина пересекает образец от края до края по траектории, близкой к микроскопически ломаной линии (рисунок 1б). При этом, несмотря на значительную ширину (~ 100 мкм), она остается стабильной – образец не распадался на части после таких манипуляций, как промывка в воде и чистка щеткой. Трещина в кварците, возникшая при

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

взрыве, также пересекала образец от края до края по ломаной траектории (рисунок 2а), но ее ширина (~20 мкм) была значительно меньше, чем у трещины в граните. Однако и в этом случае трещины в образцах кварцита после взрыва были стабильными. Характеристики трещин в базальте были близки к наблюдаемому в граните. На рисунке 3а приведена трещина в нефрите, появившаяся в результате взрыва. Для ее морфологии характерен четкий ломаный профиль, отдельные фрагменты которого в несколько раз меньше, чем фрагменты трещин в других модельных породах, а ширина не превышала 10 мкм (рисунок 3б).

Обсуждение результатов

Трещина в образце базальта, возникшая в процессе испытания на диаметрально сжатие показана на рисунке 4а. Растрескивание гранита и кварцита при этих условиях оказалось подобным. Траектория роста трещины определяется геометрией приложенной нагрузки и, поэтому, оказывается близкой к прямолинейной. Как и в случае взрывного воздействия, трещина оказалась стабильной – образец не распадался на части при установке его на предметном столике микроскопа. Основная трещина состояла из слившихся порообразных трещин из-за чего она приобретала микроскопически ломаный профиль (рисунок 4б). Перед ее вершиной можно наблюдать несколько мелких трещин, которые имеют тенденцию, но еще не слились с основной (рисунок 4в). Подобная картина наблюдается и в других горных породах, включая осадочные [6]. В случае взрывного воздействия, наблюдать порообразные трещины перед вершиной основной не удалось, хотя по профилю опасная трещина при взрыве подобна опасной трещине при бразильском тесте. Это объясняется тем, что испытания по диаметральному сжатию можно остановить на любой стадии нагружения, тогда как при взрыве такой возможности нет. При этом в обоих случаях рост трещин оказывается надежно остановленным / заторможенным. Также следует отметить корреляцию между механическими свойствами модельных материалов и шириной трещин в образцах: чем хрупче горная порода, тем уже трещина. Это соответствует современным представлениям о хрупком разрушении материалов [2]. Следовательно, можно заключить, что, судя по характеру растрескивания, гранит, базальт и кварцит демонстрируют на микроскопическом масштабе вязкоупругое поведение независимо от схемы и скорости приложения нагрузки, одним из признаков которого является стабильность трещин под нагрузкой.

Благодарности

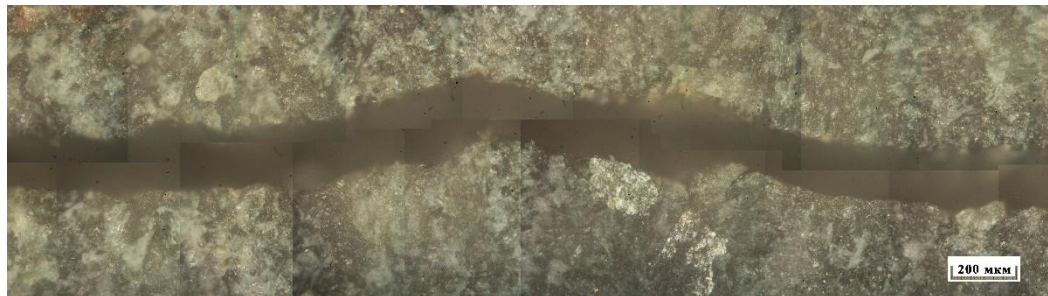
Работа выполнена при поддержке РФФИ-СО (грант № 20-48-660017).

Список литературы

1. Vernon R.H., A practical guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, 2004., 606 p.
2. Нотт Дж., «Основы механики разрушения», М: Металлургия, 1978, 256 с.,
3. Ребиндер П.А. Избранные труды. Поверхностные явления в дисперсных системах. Физико-химическая механика. М.: Наука, 1979. С. 203.
4. Hudson J. A., Harrison J. P. Engineering Rock Mechanics. An Introduction to the Principles, Amsterdam, Pergamon, 2000, 456 p.
5. Ефремовцев Н.Н. Новые промышленные взрывчатые вещества и технологии их производства на основе поризующих эмульсий для горной промышленности. Труды международного научного симпозиума «неделя горняка-2018». Горный информационно-аналитический бюллетень.- 2018. - №1 (специальный выпуск 1). С. 178-191.
6. Калачев В.А., Зайцев Д.В., Кочанов А.Н., Костандов Ю.А., Панфилов П.Е., О влиянии воды на характер растрескивания горных пород при диаметрально сжатии, Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук, 2017, Том 4, № 2, с. 53-57.
7. Ермаков А.В., Игумнов М.С., Панфилов П.Е., «Иридий: технология и применение», Saarbrücken (Germany), LAP LAMBERT Academic Publishing, 2015, 220 с.



а



б

Рисунок 1. Трещина на поверхности образца гранита, возникшая при взрыве: а – общий вид; б – участок трещины.

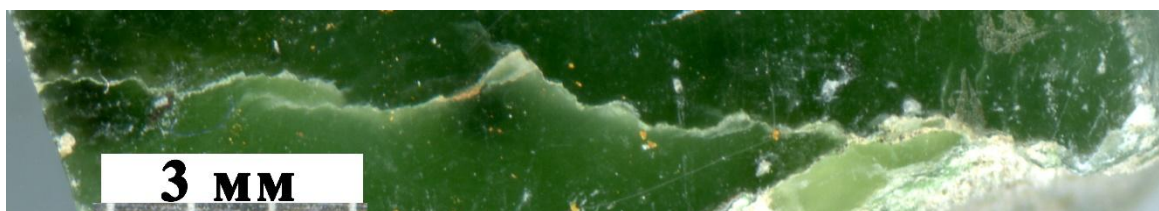


а

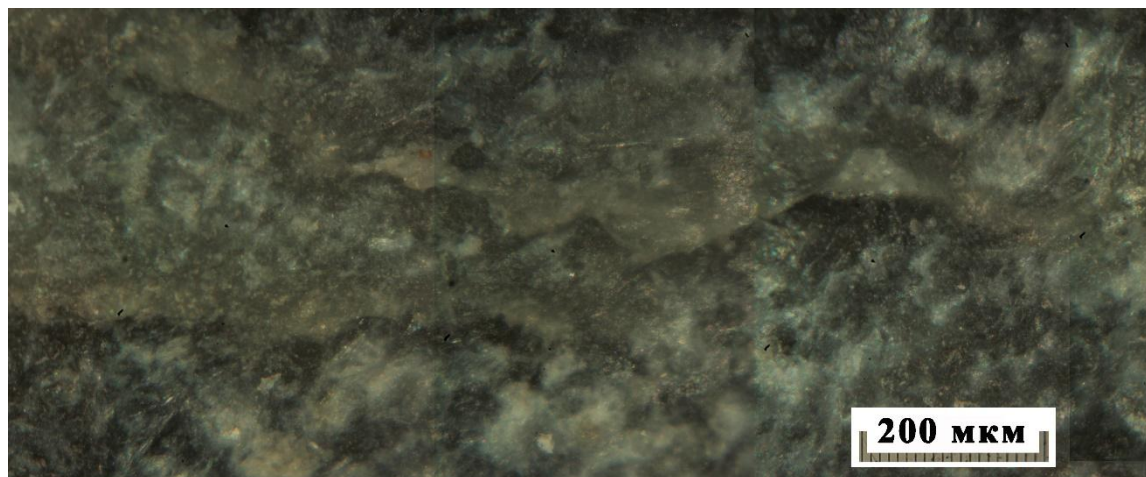


б

Рисунок 2. Трещина на поверхности образца кварцита, возникшая при взрыве: а – общий вид; б – участок трещины.



а



б

Рисунок 3. Трещина на поверхности образца нефрита, возникшая при взрыве: а – общий вид; б – участок трещины.

а



б



в

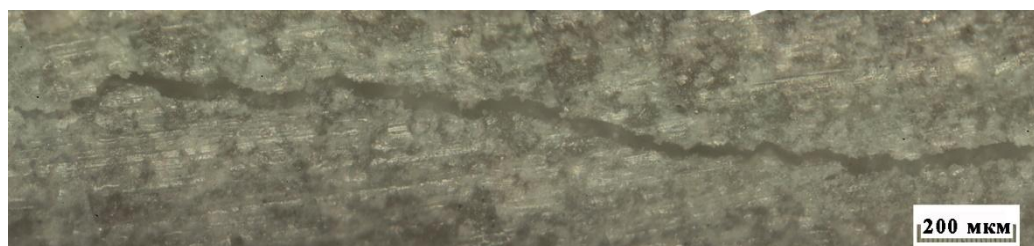


Рисунок 4. Трещина на поверхности образца базальта, возникшая при испытании на диаметрально сжатие (бразильский тест): а – общий вид; б – участок трещины вблизи вершины; в – участок трещины вдали от вершины.

УДК: 550.3

Возможности использования RGB-синтеза для решения задач качественной интерпретации геофизических данных

Т.А. Мингалева, Н.П. Сенчина

tatiana.mingaleva@bk.ru, Senchina_NP@pers.spmi.ru

Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

Abstract

The work is based on testing the RGB-synthesis approach proposed by the authors for the integrated interpretation of geophysical data and building geologically based models based on the results. As materials, the data of solving inverse problems of geophysical methods (electrical, magnetic and gravity prospecting) are used. The results of RGB synthesis are compared with the geology data available in the area. The applicability of this approach to solving problems of qualitative interpretation of geophysical data of poorly studied territories with a complex geological structure is shown.

Одной из задач в геологоразведке является построение геологических моделей на основе всех собранных материалов. В том числе большое влияние, особенно на этапе начальных работ, имеют геофизические исследования, благодаря которым возможно изучение земных недр без нарушения целостности земной поверхности. В итоге можно выделить ряд преимуществ геофизики, среди которых: объёмное изучение строения геологического объекта, возможность достижения больших глубин, дешевизна по сравнению с использованием прямых методов (бурения и геохимии). Однако в ходе инструментальных экспериментов конечным результатом в лучшем случае является получение модели с распределением физических свойств, а не самих горных пород [1]. По сравнению с прошлым веком в настоящее время аппаратный комплекс, используемый для различных геофизических работ, достиг высокого уровня. Погрешности аппаратуры минимизированы, позволяя фиксировать достаточно детально отклики от различных геологических объектов. Однако геофизические данные реагируют на трехмерное распределение множества источников в геологической среде, поэтому данные отображают сложные явления. Физические свойства горных пород, встречающихся при разведке полезных ископаемых, могут сильно варьироваться: могут совпадать из-за различного содержания тех или иных минералов, а также большое влияние оказывают различные процессы, происходящие в земной коре, как например, замещение или процессы выветривания. Следовательно, может быть затруднительно надежно отличить конкретную литологию на основе одного физического свойства (или анализа связанных с ним геофизических данных). Однако часто можно отличить разные группы горных пород друг от друга, если проанализировать распределения нескольких физических свойств. Таким образом, комплексные интегрированные подходы к построению моделей становятся важными для решения многих исследовательских задач [2].

Интерпретация геофизических данных в большинстве случаев основывается на визуальном сравнении результатов, что вносит большую долю субъективизма. Развитие новых подходов к интерпретации геофизических данных только начинает приобретать первостепенную важность. Связано это ещё и с тем, что за много лет работ на различных участках разных территории было накоплено большое количество материалов. Все архивные данные могут быть использованы для территории в случае актуализации материалов или поисков других полезных ископаемых. Однако этот материал может не соответствовать тому качеству, который необходим интерпретаторам в рамках решаемой проблемы [2], что связано с недостаточной разрешающей способностью, необходимой для решения актуальных задач, либо недостаточностью материалов, собранных в полевых условиях. Таким образом, разработка новых алгоритмов интерпретации геофизических данных может вывести на другой уровень первые этапы геологоразведочных работ на участках со сложным геологическим строением или труднодоступных площадях, так как может сократить затраты

на инструментальные геофизические и геологические работы. Также построение предварительной геологической модели на основе имеющегося геофизического материала способствует качественному выделению участков, которые можно проверить при детальными работами на перспективность.

На первых этапах геологоразведочных работ на малоизученных территориях имеется недостаточно информации о вещественном составе по результатам бурения. Поэтому для выбора оптимальной сети бурения можно провести безэталонную классификацию по имеющимся данным геофизики. Далее по выделенным объектам на схеме распределения классов можно расставить примерное расположение будущих скважин для верификации геологического состава.

В качестве одного из методов объединения имеющихся геофизических данных для качественной интерпретации авторами предлагается RGB-синтез несейсмических методов [3]. Такой подход к визуализации геофизических данных является довольно простым и имеет некоторые сходства с безэталонной классификацией. Суть RGB-синтеза заключается в том, что для построения обобщенной схемы необходимо три карты распределения физических параметров по результатам различных геофизических исследований. Далее каждой карте задается свой цвет: красный, зеленый и синий, при этом минимум значений величины будет отображаться черным, а максимум – яркий оттенок заданного цвета (например, ярко красный). Далее карты в новой цветовой обработке объединяются в одну, на которой по оттенкам можно выделить различные по физическим свойствам объекты.

Как интересный для обсуждения участок выбрана площадка в Восточной Сибири. Согласно имеющимся немногочисленным данным о геологическом строении, фундамент составлен метаморфическими и интрузивными образованиями архей-протерозойского возраста, в верхней части образующими кору выветривания. На площади исследования выполнены следующие геофизические исследования: аэрогравимагнитометрические работы, а также электроразведка методом ЗСБ (зондирование становлением поля в ближней зоне) (рисунок 1). На площади также есть результаты исследований методом сейсморазведки, а также изучен керн и имеется в наличии материал каротажа по нескольким скважинам.

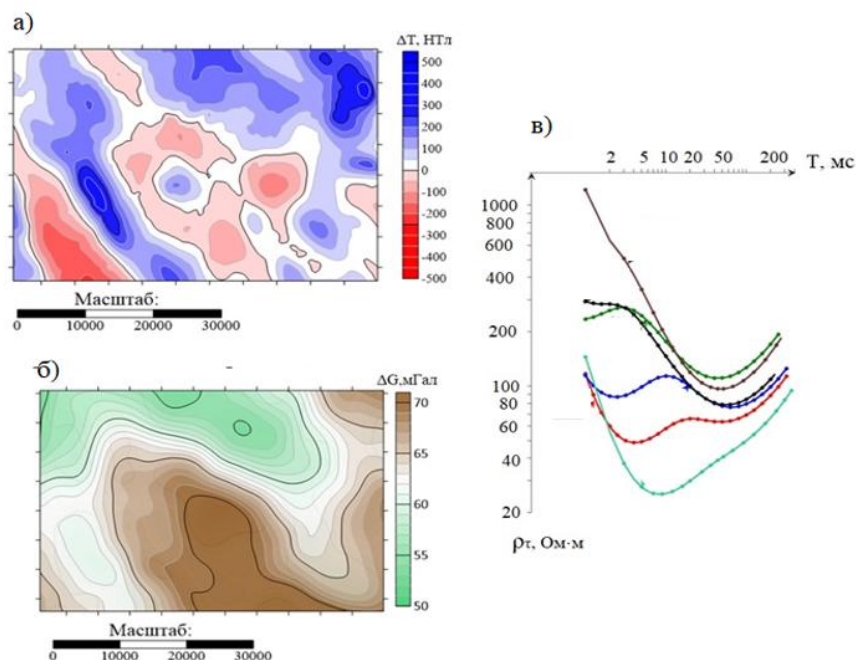


Рисунок 1 – Исходные данные по геофизическим методам: а – карта аномального магнитного поля; б – карта аномального гравитационного поля в редукции Буге; в – кривые зондирования ЗСБ.

Решено выполнять сопоставление по трем параметрам: удельное электрическое сопротивление, плотность и магнитная восприимчивость. Для перехода от наблюдаемых

физических полей эффективным и абсолютным перечисленным параметрам выполнена инверсия с применением априорной информации в виде закрепления границ пород фундамента по материалам сейсморазведки и ГИС и с заданием свойств в местах расположения скважин. Детали проведения инверсии не относятся к тематике настоящие работы.

Далее по каждому методу была сделана инверсия и выполнен расчет петрофизических неоднородностей на уровне поверхности фундамента. В итоге были получены схемы распределения плотности, эффективной намагниченности и логарифма сопротивления. Также эти схемы сразу были преобразованы в картинки с цветовыми распределениями параметров (рисунок 2).

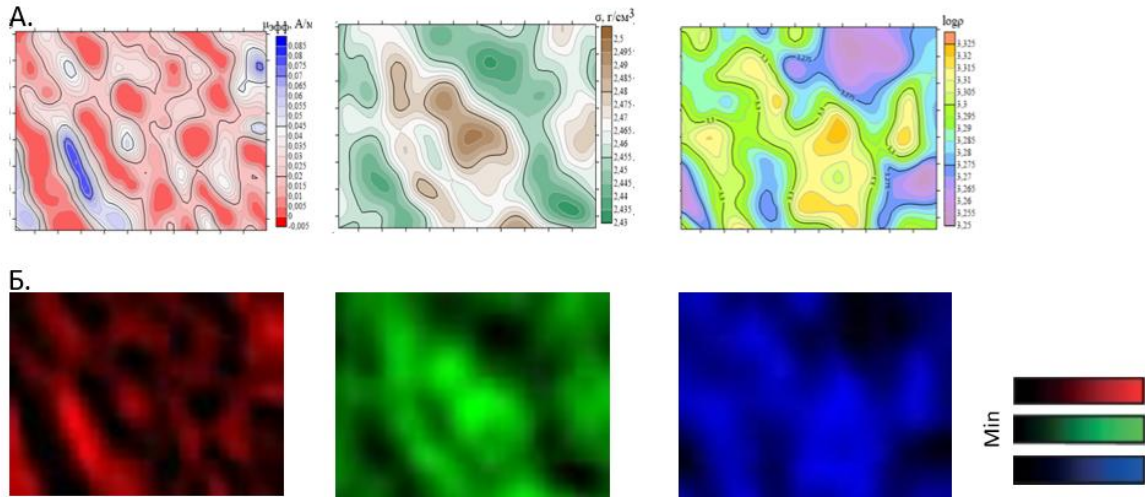


Рисунок 2 – Результаты инверсии геофизических данных: А. Схемы распределения (слева направо) эффективной намагниченности, плотности, логарифма сопротивления; Б. Визуализация схем из пункта А. в определенном цвете (слева направо) эффективной намагниченности, плотности, логарифма сопротивления.

Результат синтезирования изображений, а также предполагаемая качественная интерпретация данных представлены на рисунке 3.

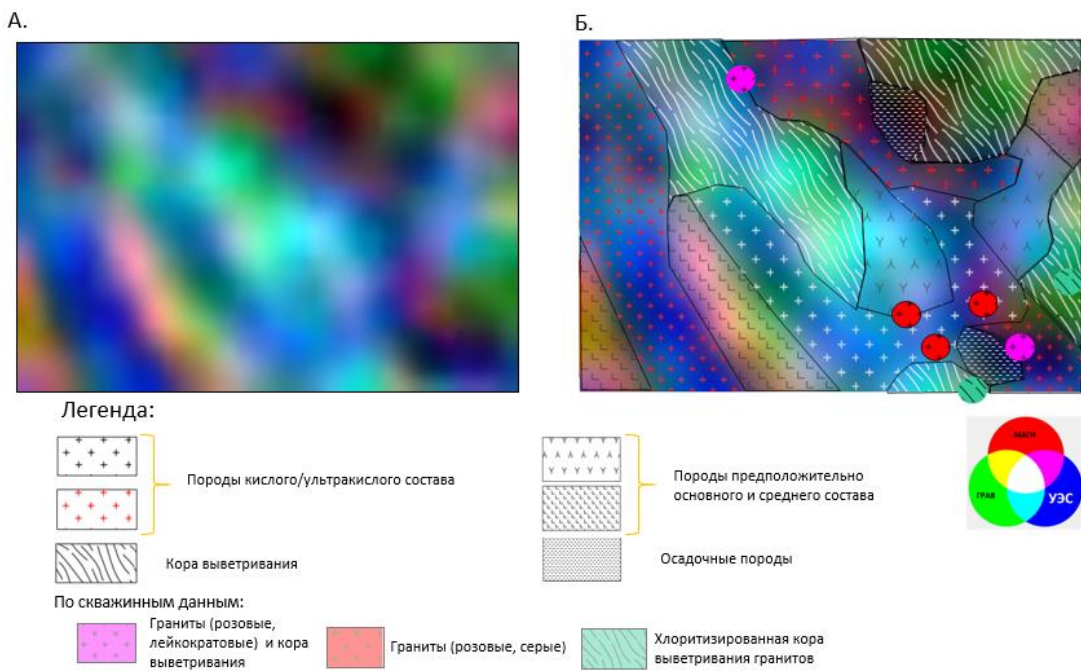


Рисунок 3 – Результаты RGB-синтеза геофизических данных: А – схема по результатам объединения картинок из рисунка 2; Б – предполагаемая качественная интерпретация.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Так как подход, представленный на рисунке 3, носит в основном удобства для качественной классификации, все цветовые оттенки были обобщены в четыре класса: породы кислого/ультракислого состава, породы основного и среднего состава, кора выветривания, осадочные породы. Для внесения большей геологической ясности, результаты классификации сопоставлялись с информацией о вещественном составе фундамента в пробуренных скважинах (отражено на рисунке 3).

Таким образом, в ходе качественной интерпретации всей априорной геофизической информации построена предварительная схема геологического строения фундамента для данной территории.

Разработанный подход может использоваться для задач геологического картирования и районирования для малоизученных территорий со сложным геологическим строением для обозначения перспективных территорий нуждающихся в более детальном изучении.

Список литературы:

1. Спичак В.В. Современные подходы к комплексной инверсии геофизических данных // Геофизика, 2009, №5, с. 10-19.
2. Lelièvre, P. G.; Farquharson, C. G. Integrated Imaging for Mineral Exploration. In Integrated Imaging of the Earth: Theory and Applications; Moorkamp, M., Ed; Wiley Online Library, Geophysical Monograph 218, 2016, pp. 61-95 <https://doi.org/10.1002/9781118929063.ch8>
3. Патент РФ № 2021616804, 27.04.2021. RGB-синтез для комплексной интерпретации данных сейсмических методов.// Бюл. № 5. / Григорьев Г.К., Мингалева Т.А., Сенчина Н.П.

УДК. 550.8.015

Комплексная интерпретация временных вариаций гравитационного поля и GPS данных в области землетрясения в Кокосовой котловине (бассейн Вартон) 11.04.2012

В.О. Михайлов^{1,2}, М. Diament³, Е.П. Тимошкина¹, В.Б. Смирнов^{2,1}, С.А. Хайретдинов¹

mikh@ifz.ru

1 - Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта

2 - Московский государственный Университет им. М.В. Ломоносова, физический факультет

3 - Université de Paris, Institut de physique du globe de Paris, CNRS, IGN, F-75005 Paris, France

The Cocos (Wharton) basin is situated in the north-eastern part of the Indian Ocean. In 2012 it hosted the largest intraplate strike-slip earthquakes ever recorded by geophysical networks. The M_w 8.6 earthquake of April 11, 2012, was preceded by a major foreshock (M_w 7.2) on January 10 and was followed two hours afterward by a M_w 8.2 event. These three large events occurred at the diffuse boundary between the Indian and Australian plates and were almost pure strike-slips on sub-vertical rupture surfaces. Using GRACE data, we first extracted coseismic and postseismic gravity signals caused by these earthquakes. Then we fitted both GPS and the highest available spatial resolution of GRACE data using the geometry of the fault system suggested by Hill et al. We suggest a new regularization which allows to solve for a linear problem in order to invert GPS and GRACE data under constraints on the rake angle. Our inversion yields a uniform displacement field on all elements of a given fault plane. Our solution shows that even if the main displacement occurred on WNW trending faults, comparable displacement also occurred on a rupture striking NNE. Hence, we show that the deformation in this diffuse plate boundary region in 2012 was accommodated by displacements along both fault-systems.

A viscoelastic relaxation of the asthenosphere with a Maxwell viscosity 10^{19} Pa·s successfully explains the postseismic displacements at GPS sites and postseismic gravity signals. The limited postseismic aftershock activity suggests small postseismic slip in the area of the Wharton 2012 earthquakes on the contrary to what is often observed after large subduction event. Anyway, because a part of the observed signal could be related to afterslip, our obtained Maxwell viscosity value should be considered as a lower limit of the asthenospheric viscosity below the Wharton basin.

Введение

11 апреля 2012 г. в Кокосовой котловине (рис. 1), называемой в англоязычной литературе бассейн Вартон (Индийский океан), произошло крупнейшее внутриплитное землетрясение магнитудой 8,6. Ему предшествовал форшок магнитудой 7,2 10 января, а через два часа последовал сильный афтершок магнитудой 8,2. Эти 3 события приурочены к так называемой диффузной границе между Индийской и Австралийской плитами и представляли собой чистые сдвиги на субвертикальных разломах.

Землетрясения в Кокосовой котловине, как правило, происходят преимущественно вдоль ранее существовавших и реактивированных разломов, простирания север-северо-запад [1]. Однако смещения в очаговой зоне этих событий 2012 года оказались более сложными. GCMT решение для главного события дает две фокальные плоскости с углами простирания, падения и подвижки $\{20^\circ, 76^\circ, 5^\circ\}$ и $\{289^\circ, 85^\circ, 166^\circ\}$ (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>). Плоскость простирания 20° совпадает с системой левосторонних активных разломов простирания С - СВ, четко проявленных на сейсмических профилях и в рельефе дна (например, [1]). Однако сейсмологические данные [2, 3], распределение афтершоков, а также модели поверхности разрыва на основе данных GPS [4] показали, что землетрясения активировало ортогональную систему левосторонних (С-СВ) и правосторонних (З-СЗ) разломов. Разломы северо-восточного простирания являются глубокими структурными границами, сформировавшимися в районе оси спрединга в котловине в течение эоцена ([5]). В отличие от этой системы, разломы З – СЗ простирания, вероятно, гораздо моложе ([6]), и некоторые тектонические модели предсказывают, что

основные деформации происходят в основном по разломам западно-западного простирания ([7] и др.).

До недавнего времени в топографии фундамента и сейсмических профилях не было обнаружено активных структур простирания З-СЗ [8]. Но, анализируя новые сейсмические профили, авторы работ [6, 9] обнаружили наклонные отражающие границы, простирающиеся в мантию до 35-37 км и погружающиеся под углом 30-45°. Получены сейсмические данные, указывающие на наличие системы сопряженных разломов в районе афтершока M_w 8.2 [10].

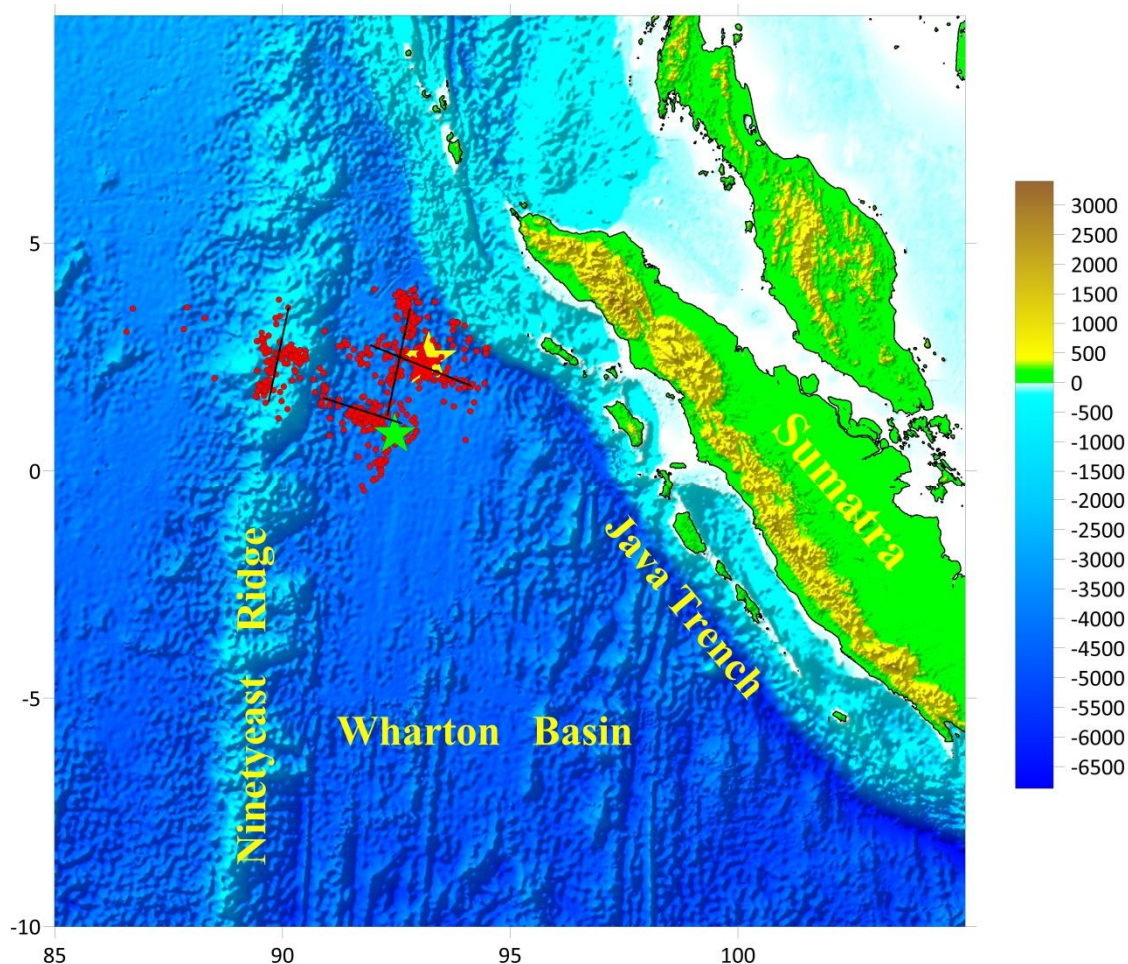


Рис. 1. Область землетрясения в Кокосовой котловине M_w 8.6 от 11 апреля 2012 г.. Зелеными и желтыми звездами отмечены эпицентры основного афтершока M_w 8.2, произошедшего через 2 часа после главного события, и основного форшока M_w 7.6, произошедшего 10 января 2012 г. Красные точки — сейсмические события из каталога USGS NEIC за период с 10 января по 28 декабря 2012 г. Сплошные черные линии показывают модель разрыва [4]. Топография и батиметрия взяты из базы данных NOAA (<https://maps.ngdc.noaa.gov/>).

Другая интересная особенность этих землетрясений заключается в том, что, возможно, сейсмический разрыв затронул и верхнюю мантию. Действительно, расчетная глубина центраида составляет около 30 км [7], а инверсия волновых форм показала, что разрыв проник на глубину до 50 или даже 60 км [2, 3]. Результаты совместной инверсии GPS-смещений [4] подтверждают этот вывод. Несмотря на то, что по современным представлениям мантия является наиболее прочным слоем океанической литосферы (например, [11]), такая глубина, все же, противоречит результатам лабораторных исследований ([12]). Лабораторные эксперименты показывают, что переход от сдвиговых смещений по разломам к режиму ползучести происходит при температуре около 600 °С.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Согласно данным [4], эта изотерма в Кокосовой котловине находится на глубине 30 км. Аналогичная оценка следует из модели [13].

Поскольку землетрясения произошли далеко от берега, данные GPS не позволяют детально исследовать геометрию поверхности разрыва. Так, авторы работы [14] пришли к выводу, что только сейсмологические данные могут быть использованы для построения поверхности разрыва в области этого землетрясения. В данном случае, спутниковые гравитационные модели GRACE могут доставить дополнительную информацию о косейсмическом и постсейсмическом процессе. Исследования событий в Кокосовой котловине с использованием данных GRACE были выполнены в работах [15, 16]. Анализируя модели GRACE низкого разрешения Центра космических исследований (CSR), Хьюстон, США, с числом сферических гармоник равным $N=40$, Хан и др. [15] построили модель поверхности сейсмического разрыва, нижняя граница которого достигает верхней мантии. Работа [16] также основана на гравитационных моделях низкого ($N=40$) разрешения CSR RL05.

Мы провели исследование этих землетрясений, используя более детальные гравитационные модели центров CSR и GRGS (Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale, Франция), рассчитанные до 96 и 80 степени сферических гармоник соответственно. Мы используем эти данные для изучения косейсмических и постсейсмических аномалий гравитационного поля, и путем совместного моделирования данных GPS и GRACE построили модели ко- и постсейсмических процессов.

Исходные данные

В настоящее время целый ряд центров рассчитывают временные ряды гравитационных моделей по данным спутников GRACE и последующей спутниковой миссии GRACE-FO. Это: CNES/GRGS в Тулузе, Франция; GFZ в Потсдаме, Германия; CSR в г. Остин, США; JPL в г. Пасадена, США; AIUB в г. Берн, Швейцария; TU в г. Грац, Австрия; TONGJI в г. Шанхай, HUST в г. Ухань, Китай и др. Авторы моделей CNES/GRGS считают, что модели не требуют дополнительной фильтрации [17]. Для всех других центров доступны исходные и сглаженные специальными фильтрами DDK модели. Фильтр DDK [18, 19] использует априорные матрицы ковариации ошибок, полученные в результате обработки GRACE. В зависимости от уровня фильтрации доступен набор моделей GRACE центров CSR, CNES/GRGS и GFZ от более сглаженных DDK1 до менее сглаженных DDK8. В нашем исследовании использовались модели CSR до степени сферических гармоник $N=40$ без дополнительной фильтрации, умеренно сглаженные (DDK5) модели CSR до $N=96$ и решения CNES/GRGS без фильтрации с $N=50$ и после применения фильтра DDK5 с $N=80$.

Для каждой точки в области землетрясений с шагом, равным половине градуса, были рассчитаны временные ряды изменения гравитационного поля. Косейсмические и постсейсмические аномалии для каждой точки были рассчитаны как разность двух средних значений временного ряда за период до и после землетрясения, а также как разность двух линейных трендов, построенных по значениям до и после землетрясения. К этой аппроксимации были также добавлены периодические годовые и полугодовые компоненты. В результате был получен набор моделей изменения гравитационного поля во время и после землетрясения (рис. 2).

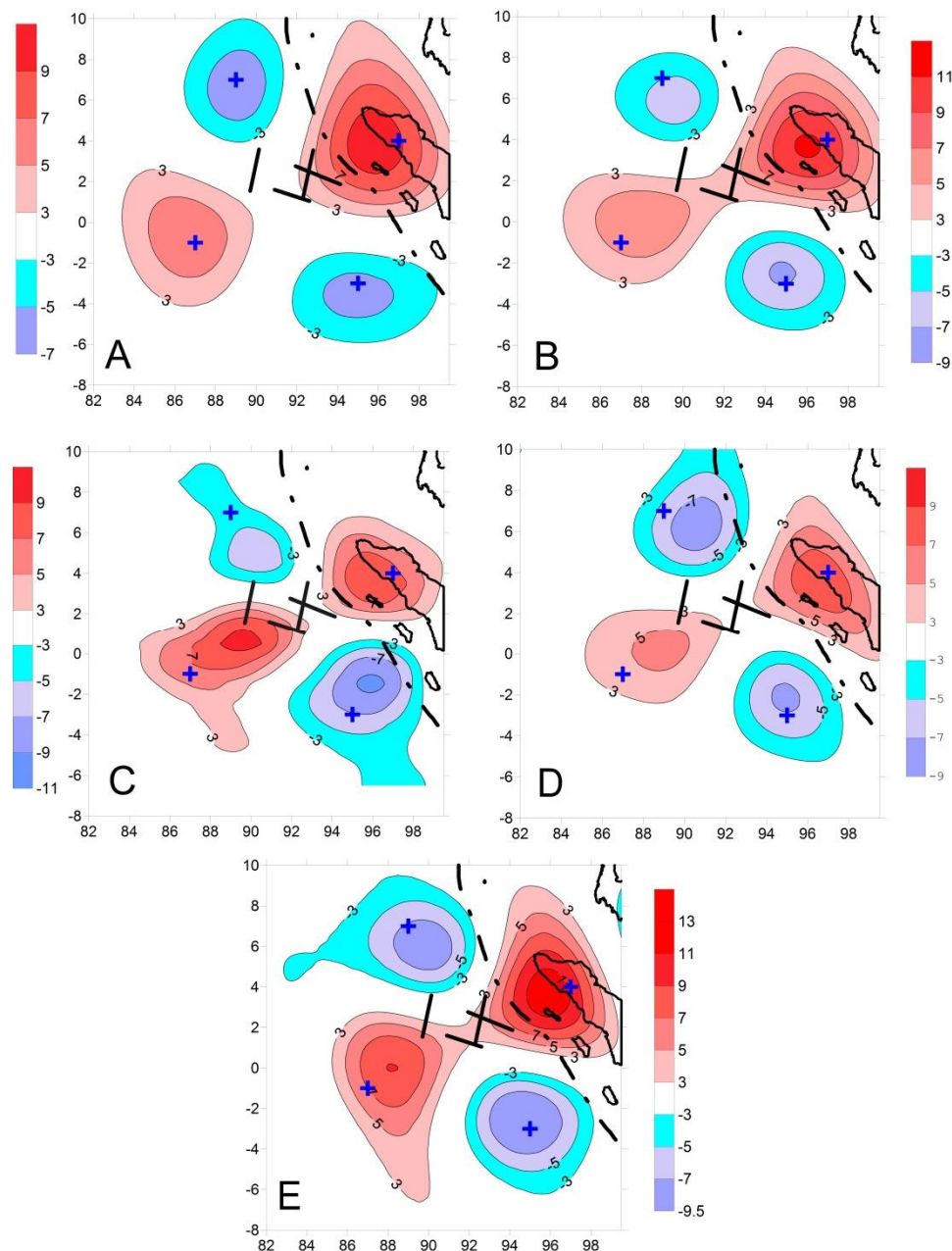


Рис. 2. Сравнение гравитационных аномалий (в мкГл), полученных для области землетрясения в Кокосовой котловине 11 апреля 2012 г. с использованием гравитационных моделей GRACE центров CSR и GRGS за период 01/2008 - 06/2014 с разным разрешением. Пунктирной линией показана океанический желоб в районе о. Суматра, сплошной линией показана береговая линия. А – косейсмический скачок, рассчитанный как разница между средними значениями до и после землетрясения с использованием моделей CSR до $N=40$. Крестиками показаны положения экстремумов из работы [15]. В – то же, что и А, но с использованием моделей центра CSR до $N=96$, отфильтрованных с помощью фильтра DDK5 [17]. С – то же, что и В, но на основе моделей центра GRGS с $N=80$. D – оценки косейсмического скачка как разности двух линейных трендов, построенных по моделям до и после землетрясения, с годовой и полугодовой периодическими составляющими по моделям центра CSR с $N=96$. E – косейсмическая плюс постсейсмическая аномалии, рассчитанные с применением двух линейных трендов и модели центра CSR с $N=96$, также с годовой и полугодовой периодическими компонентами.

При сравнении реальных данных с результатами расчетов на моделях, необходимо применить к теоретическим аномалиям примерно тот же фильтр, что был применен при построении моделей GRACE. Мы применили низкочастотный фильтр, который заложен в

программное обеспечение (<https://earthquake.usgs.gov/research/software/#STATIC1D>), разработанное Ф. Поллитцем, и который был использован нами для расчета смещений земной поверхности и гравитационных аномалий, возникающих в результате смещений на поверхности сейсмического разрыва. Этот фильтр был нами откалиброван на детальных данных по области Суматранского землетрясения декабря 2004 г. Для этого была использована модель поверхности разрыва, построенная по обширному комплексу данных (GPS, инверсия сейсмограмм, данные приливных станций). По этой модели была рассчитана теоретическая гравитационная аномалия с различным числом сферических гармоник и с различной фильтрацией и выполнено ее сопоставление с реальной аномалией, по данным спутников GRACE. Было показано [20], что наилучшее согласование расчетных и реальных гравитационных аномалий по моделям GRGS, содержащим 80 сферических гармоник, достигается при расчете теоретических моделей до $N_{max} = 100$ с последующей их низкочастотной фильтрацией. Для более зашумленных моделей CSR, содержащих 96 сферических гармоник, наилучший результат был получен усечении гармоник в теоретической модели на $N=80$.

Далее была построена модель поверхности разрыва по GPS-данным и гравитационным моделям GRACE, с использованием новой регуляризации, которая сводит обратную задачу при ограничениях на угол подвижки к минимизации линейного функционала (рис. 3).

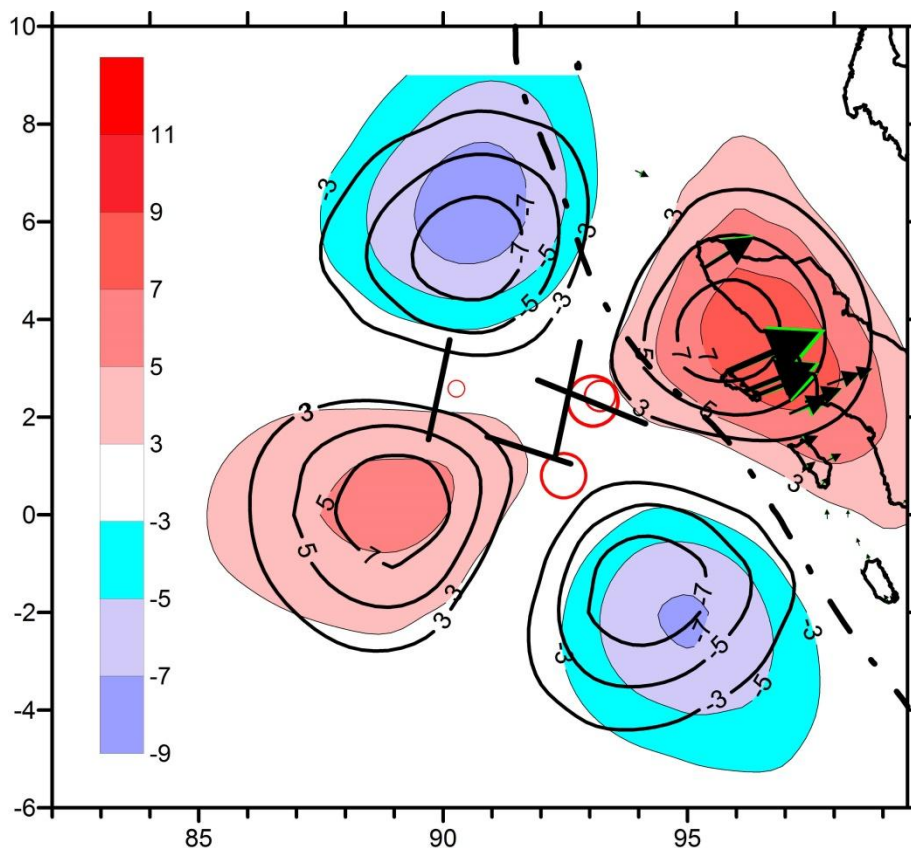


Рис. 3. Сравнение реальных (рис. 2b) и теоретических гравитационных аномалий и GPS-смещений для модели поверхности разрыва, построенной на основе геометрии, полученной в работе [4], по результатам совместной инверсии данных GPS и гравитационных аномалий по моделям CSR с $N=96$.

Полученное решение показало, что смещения произошли на ортогональной системе разломов простирания З-СЗ и С-СВ, при этом в нашей модели, в отличие от предыдущих работ, на обеих системах смещения имеют близкую амплитуду, т.е. были активизированы обе системы разломов.

Далее было выполнено моделирование постсейсмической стадии. Показано, что вязкоупругая релаксация астеносферы с максвелловской вязкостью 10^{19} Па·с объясняет постсейсмические смещения на GPS-пунктах и постсейсмические гравитационные аномалии. Ограниченная афтершоковая активность указывает на постсейсмический крип в области землетрясения, поэтому полученная оценка вязкости является нижним пределом вязкости астеносферы в районе Кокосовой котловины.

Работа выполнена при финансовой поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова «Фундаментальные и прикладные исследования космоса», а также в рамках госзадания ИФЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Deplus, C., Diament, M., Hébert, H., Bertrand, G., Dominguez, S., Dubois, J., Malod, J., Patriat, P., Pontoise, B., & Sibilla, J.-J. (1998). Direct evidence of active deformation in the eastern Indian oceanic plate. *Geology*, 26, 131–134.
2. Yue, H., Lay, T., & Koper, K. D. (2012). En échelon and orthogonal fault ruptures of the 11 April 2012 great intraplate earthquakes. *Nature*, 490, 245–249, doi:10.1038/.
3. Wei, S., Helmberger, D. , & Avouac, J.-P. (2013). Modeling the 2012 Wharton basin earthquakes off-Sumatra: Complete lithospheric failure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 3592–3609, doi:10.1002/jgrb.50267.
4. Hill E. M., Yue, H., Barbot, S., Lay, T., Tapponnier, P., Hermawan, I., Hubbard, J., Banerjee, P., Feng, L., Natawidjaja, D., Sieh K. (2015). The 2012 Mw8.6 Wharton Basin sequence: A cascade of great earthquakes generated by near-orthogonal, young, oceanic mantle faults, *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 120, 3723–3747. doi:10.1002/2014JB011703
5. Jacob J., Dymant J., Yatheesh V. (2014). Revisiting the structure, age, and evolution of the Wharton Basin to better understand subduction under Indonesia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119 (1), 169-190. doi:10.1002/2013JB010285
6. Carton, H., Singh, S. C., Hananto, N. D., Martin, J., Djajadihardja, Y. S., Udrek, Franke, D., & Gaedicke C. (2014). Deep seismic reflection images of the Wharton Basin oceanic crust and uppermost mantle offshore Northern Sumatra: Relation with active and past deformation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 32-51. doi:10.1002/2013JB010291
7. Duputel, Z., Kanamori, H., Tsai, V. C., Rivera, L., Meng, L., Ampuero, J.-P., & Stock J. M. (2012). The 2012 Sumatra great earthquake sequence. *Earth and Planetary Science Letters*, 351-352, 247–257.
8. Geersen J., Bull J. M., McNeill, L. C., Henstock, T. J., Gaedicke, C., Chamot-Rooke, N., Delescluse M. (2015). Pervasive deformation of an oceanic plate and relationship to large > Mw 8 intraplate earthquakes: The northern Wharton Basin, Indian Ocean. *Geology*, 43(4), 359-362. doi.org/10.1130/G36446.1
9. Qin Y., & Singh S. C., (2015). Seismic evidence of a two-layer lithospheric deformation in the Indian Ocean. *Nature communications*, 6, 8298. DOI: 10.1038/ncomms9298
10. Singh S. C., Hananto, N., Qin, Y., Leclerc, F., Avianto, P., Tapponnier, P.E., Carton, H., Wei, S., Nugroho, A.B., Gemilang, W.A., Sieh, K., Barbot, S. (2017). The discovery of a conjugate system of faults in the Wharton Basin intraplate deformation zone. *Science Advances*, 3(1), e1601689. DOI: 10.1126/sciadv.1601689
11. Burov E. (2011). Rheology and strength of the lithosphere. *Marine Petroleum Geology*, 28, 1402-1443. doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.05.008

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

12. Boettcher, M. S., Hirth, G., & Evan B. (2007). Olivine friction at the base of oceanic seismogenic zones. *Journal of Geophysical Research*, 112, B01205. doi:10.1029/2006JB004301
13. Mikhailov, V.O., Timoshkina, E.P. (1993). Analysis of data on the Nansen cordillera, assuming a thermal model of an oceanic lithosphere. *Proceedings (Doklady) of Russian Academy of Sciences*, 331, 497-499.
14. Meng, L., Ampuero, J. P., Stock, J., Duputel, Z., Luo, Y., & Tsai, V. C. (2012). Earthquake in a maze: Compressional rupture branching during the 2012 Mw 8.6 Sumatra earthquake. *Science*, 337(6095), 724-726. DOI: 10.1126/science.1224030
15. Han, S.-C., Sauber, J., & Pollitz F. (2015). Coseismic compression/dilatation and viscoelastic uplift/subsidence following the 2012 Indian Ocean earthquakes quantified from satellite gravity observations. *Geophysical. Research. Letters*, 42, 3764–3722. doi:10.1002/2015GL063819.
16. Dai, Ch., Shum, C.K., Guo, J., Shang, K., Tapley, B., Wang, R. (2016). Improved source parameter constraints for five undersea earthquakes from north component of GRACE gravity and gravity gradient change measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, 443, 118–128. doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.025
17. Lemoine, J. M., Bruinsma, S., Gégout, P., Biancale, R., Bourgoigne, S. (2013). Release 3 of the GRACE gravity solutions from CNES/GRGS. In: *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 15.
18. Kusche J. (2007), Approximate decorrelation and non-isotropic smoothing of time-variable GRACE-type gravity field models. *Journal of Geodesy*, 81(11), p. 733-749.
19. Kusche, J., Schmidt, R. , Petrovic, S., Rietbroek, R. (2009). Decorrelated GRACE time-variable gravity solutions by GFZ, and their validation using a hydrological model. *Journal of geodesy*, 83(10), 903–913.
20. Mikhailov V. O., Diament, M., Timoshkina, E. P., Khairtdinov, S. A. (2018). Assessment of the Relative Roles of Viscoelastic Relaxation and Postseismic Creep in the Area of the Simushir Earthquake of November 15, 2006, Using Space Geodesy and Gravimetry. *Moscow University Physics Bulletin*, 73 (5), 551–557. DOI: 10.3103/S0027134918050120

УДК 550.831+838

Глобальные модели гравитационного поля Земли. Актуальные оценки точности и разрешающей способности в Мировом океане

П.С. Михайлов^{1,2}, В.Н. Конешов^{1,2}

paulmikh@mail.ru

1 - Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

2 - Владимирский государственный университет имени Александра Григорьевича и Николая Григорьевича Столетовых, Владимир, Россия

The report is devoted to current assessments of modern models of the gravitational field in various regions of the World Ocean and over various geomorphological structures. The estimates were obtained by comparing the data of the most relevant models of the gravity field with the data of high-precision marine areal and route surveys carried out in all major areas of the World Ocean. The results obtained characterize the model field as promising and make it possible to estimate the spatial distribution of model field errors in the World Ocean. Possible practical ways of using model data are also considered.

С ростом точности и детальности современных глобальных моделей гравитационного поля Земли (ГПЗ) появляется больше возможностей их использования для решения региональных гравиметрических задач, таких как моделирование структуры и глубинного строения Мирового океана, выделение разломных структур и т.д. Доклад посвящен актуальным оценкам современных моделей ГПЗ в различных регионах Мирового океана и над различными геоморфологическими структурами.

В ИФЗ РАН в последние годы выполнялись масштабные площадные сравнения современных моделей ГПЗ с высокоточными морскими съемками по всему Земному шару. Задачей этих исследований было определение реальной точности наиболее актуальных глобальных моделей (EGM2008 [2], WGM2012[1], XGM2019[5], Sandwell and Smith v29.1 (2020) [3], SGG-UGM-2 (2020) [4]). Полученные результаты позволили сделать несколько выводов относительно достоверности и возможности применения моделей:

- Современные модели неравноточные в пространстве, что обусловлено комбинированным способом их создания.
- Точность современных моделей не зависит от широты.
- В Арктике точность моделей значительно ниже, но это связано с ограничениями метода спутниковой альтиметрии над акваториями, постоянно или периодически закрытыми ледовым покровом.
- Точность высокостепенных моделей зависит от градиента аномального поля.

Эти выводы справедливы для всех исследуемых моделей ГПЗ, однако точность этих моделей также отличается. По результатам сравнений с высокоточными площадными гравиметрическими съемками определено, что в настоящее время наиболее достоверной и надежной на большинстве акваторий является модель ГПЗ Sandwell and Smith v29.1 (2020).

Так как точность глобальных моделей зависит в первую очередь от градиентной составляющей самого поля целесообразно выполнить априорное районирование модельных данных по величине горизонтального градиента и получить общее представление об ожидаемых областях качества спутниковой информации об аномалиях ГПЗ. Для определения потенциального соотношения более и менее градиентных областей в общеземном масштабе произведено вычисление глобального полного горизонтального градиента поля Мирового океана по данным модели WGM2012.

В качестве критерия границы градиентных областей, потенциально содержащих повышенные альтиметрические погрешности, выбрано значение градиента 2 мГал/км.

Глобальное распределение градиента аномалий ГПЗ показано на рисунке 1.

Как видно из рисунка 1 области высоких градиентов в Мировом океане относятся к границам континентальных склонов, тектоническим разломам и зонам субдукции. Такое

районирование, выполненное по отдельным акваториям, показывает приоритетные области для выполнения инструментальных съемок.

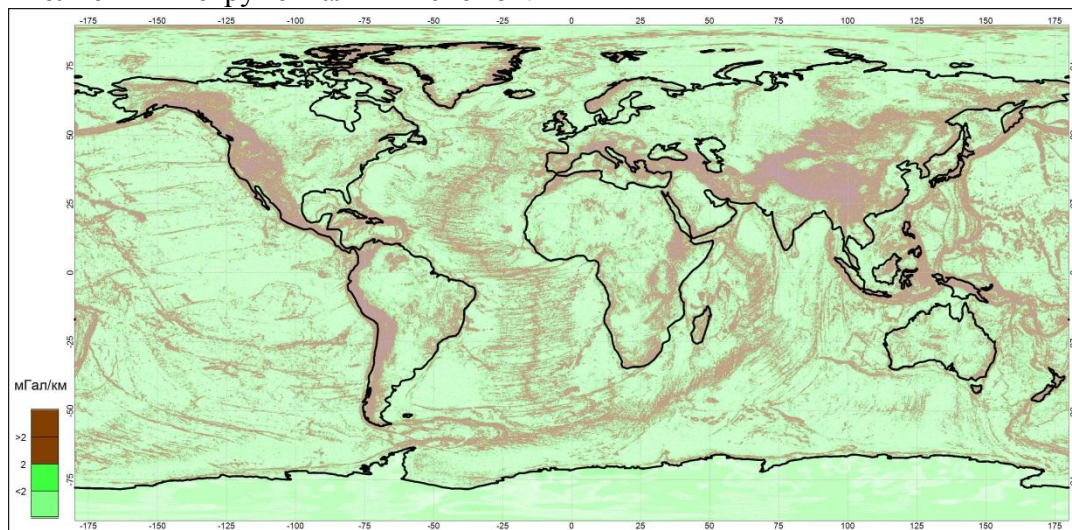


Рис. 1. Полные градиенты аномального поля по данным модели WGM2012

Так как в районах с разной геоморфологией глобальные модели содержат ошибки разных величин и характеров, необходимо отдельно рассмотреть структуры аномального поля современных моделей по типам таких районов.

В областях с высоким градиентом поля амплитуды высоких частот реальных аномалий в моделях подавлены. Это является следствием применения инструментов фильтрации при обработке материалов спутниковой альтиметрии. Фильтрация альтиметрических данных от шума влияет не только на фактическое разрешение данных, но и на величину погрешности в наиболее градиентных аномалиях ГПЗ.

Кроме того, в областях с минимальным градиентом гравитационного поля, в результате оценок, выявлен высокочастотный шум с максимальной амплитудой (до 3 мГал) в диапазоне волн от 15 до 20 км. Выполненный спектральный анализ морских съемок в разных регионах Земли подтверждает похожий характер такого шума и показывает его наличие с высокой вероятностью в модельных данных и в остальных абиссальных областях Мирового океана.

На рисунке 2 показаны спектрограммы морских гравиметрических профилей и соответствующих им модельных данных.

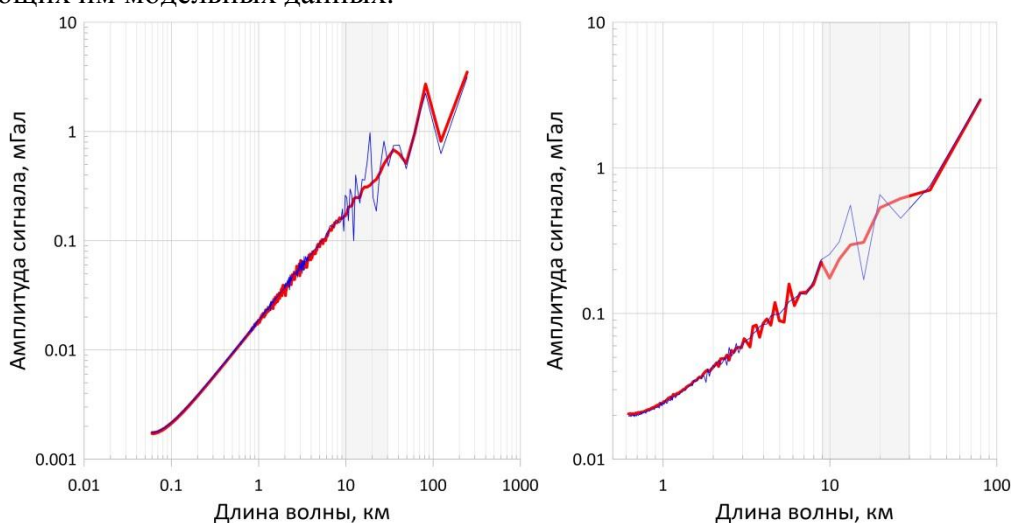


Рис. 2. Графики спектров инструментальных данных (красная жирная линия) и модельных данных Sandwell and Smith v29.1 (тонкая синяя линия) в Индийском океане (а) и Атлантическом океане (б). Серой областью выделен один и тот же диапазон длин волн от 9 до 30 км.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Следующим вопросом является методика практического использования модельных данных с учетом полученных результатов. Так как на разных структурах поля модель содержит погрешности разного характера, необходим разный подход при работе с модельными данными, даже в границах одного полигона.

Наиболее перспективная идея заключается в дополнительном разделении модельного поля уже в рамках этого полигона и его дополнительные трансформации. На абиссальных участках в модельном поле выделяется методом спектрального анализа или другими способами высокочастотный шум и подавляется средствами фильтрации. А на градиентных областях выполняется восстановление высоких частот в аномалиях.

Для эффективного использования такой методики целесообразно планировать соответствующую рекогносцировочную съемочную компанию, галсы которой должны обеспечить оценку аномалий, как в абиссальных, так и в градиентных частях полигона.

Показанный рост точности глобальных моделей ГПЗ уже позволяет применять их для решения региональных практических задач. При этом экономическая целесообразность использования моделей для уменьшения времени съемочных работ не вызывает сомнений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках гранта 22-17-20035.

Литература

1. Balmino G., Vales N., Bonvalot S., Briais A. Spherical harmonic modelling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies // *Journal of Geodesy*. 2012. №86. P. 499–520.
2. Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K., The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), *J. Geophys. Res.*, 2012, vol. 117, iss. B4, B04406. <https://doi.org/10.1029/2011JB008916>
3. Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F., Garcia E., Francis R. New global marine gravity from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. 2014. V. 346, N 6205. P.65– 67. doi: 10.1126/science.1258213
4. Wei Liang, Jiancheng Li, Xinyu Xu, Shengjun Zhang, Yongqi Zhao A High-Resolution Earth's Gravity Field Model SGG-UGM-2 from GOCE, GRACE, Satellite Altimetry, and EGM2008 // *Research Geodesy and Survey Engineering*. 2020. Vol. 6. Issue 8. Pp. 860 – 878.
5. Zingerle P., Pail R., Gruber T. Oikonomidou X. The combined global gravity field model XGM2019e // *Journal of Geodesy*. 2020. V.94, Article number: 66. DOI: 10.1007/s00190-020-01398-0

In the course of experimental studies on the Northern Sea Route, based on the GNSS of measurements, assessments of the heights of the geoid heights on the waters of the Arctic Ocean were performed. The measurements were carried out using the registration and navigation system developed at the IPE RAS based on the JAVAD's adoptions and affordable diving solutions. Coordinate definitions were built on the basis of data with a discreteness of 1 Hz using Precise Point Positioning (PPP) technology.

В условиях растущей роли глобальных спутниковых данных в задачах геодезии и геофизики формируется новый подход к использованию геодезической и геофизической информации. Всё большее значение приобретают глобальные модели потенциальных полей и рельефа, при этом важную практическую ценность приобретают маршрутные измерения, выполняемые с подвижных носителей. Маршрутные измерения используются для оценки достоверности высокочастотной составляющей глобальных и региональных моделей [1]. Модельные данные, в свою очередь, не содержат систематической погрешности и могут использоваться для контроля корректной работы измерительной аппаратуры, вычислительного аппарата и качества измеренных данных в диапазонах средних и низких частот. Важной задачей физической геодезии является определение глобального квазигеоида.

В 2020 году в рамках экспедиции Русского географического общества по Северному морскому пути и акваториям арктических морей с борта ледокольного судна «Илья Муромец» сотрудниками ИФЗ РАН выполнены маршрутные измерения с дискретностью 1 Гц с использованием разработанной регистрационно-навигационной системы на базе ГНСС-приемоиндикатора Javad Alpha [2-3]. В течение трех месяцев пройдено более 22 тысяч километров от Мурманска до Бухты Провидения и обратно по акваториям Баренцева, Карского, Восточно-Сибирского, Чукотского морей и моря Лаптевых. В результате получен значительный объем координатных и высотных определений в системе ITRF2014 по маршруту движения судна.

В задачи эксперимента входили: проверка возможностей регистрирующей аппаратуры, определение погрешностей реализации различных методов спутниковой навигации в высоких широтах, а также исследование глобальной модели геоида.

В результате проведенных исследований показана работоспособность разработанной приборной схемы, чувствительность выполненных измерений подтверждена путем оценки океанического прилива, получены данные для анализа технологии Precise Point Positioning (PPP) в высоких широтах Арктики [4]. По полученным данным выполнены оценки модели геоида. Показано, что глобальная модель геоида может применяться как для верификации съемочных данных, так и для их коррекции на участках с зашумленными измерениями

Работа выполнена по гос. заданию ИФЗ РАН.

Литература

1. Михайлов П.С., Конешов В.Н., Погорелов В.В., Соловьев В.Н., Железняк Л.К. Современные глобальные модели гравитационного поля: оценка и перспективы практического применения на акваториях Мирового океана // Современные методы и

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

средства океанологических исследований (МСОИ-2021) / Материалы XVII международной научно-технической конференции. Т. 1. Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. М., 2021. С. 151–155.

2. Передерин Ф.В., Алешин И.М., Иванов С.Д., Михайлов П.С., Погорелов В.В., Холодков К.И. Портативный комплекс регистрации сигналов ГНСС с высокой частотой опроса: полевые испытания и перспективы применения // Наука и технологические разработки. 2018. Т. 97. № 4. С. 28-40. DOI: 10.21455/std2018.4-2

3. Спесивцев А.А., Михайлов П.С., Погорелов В.В., Алешин И.М., Иванов С.Д., Передерин Ф.В. Экспериментальное исследование методики высокоточного навигационного обеспечения, основанного на технологии Precise Point Positioning, с использованием автомобиля-лаборатории // Наука и технологические разработки. 2020. Т. 99. № 4. С. 53–68. DOI: [10.21455/std2020.4-3](https://doi.org/10.21455/std2020.4-3)

4. Погорелов В.В., Михайлов П.С., Спесивцев А.А., Преснов Д.А., Лиходеев Д.В., Жостков Р.А., Передерин Ф.В., Холодков К.И. Экспериментальные оценки глобальной модели геоида с использованием подспутниковых измерений на подвижном основании // В книге: Материалы 19-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Институт космических исследований Российской академии наук. М., 2021. С. 46.

УДК 550.8.028

Электроразведочные методы в комплексе алмазопроисковых работ и их применение в различных поисковых обстановках

С.Г. Мишенин, И.И. Микоев, А.А. Денисова, Ю.В. Утюпин

mishenin@tsnigri.ru

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГБУ «ЦНИГРИ»), Москва, Российская Федерация

Применение электроразведочных методов остаётся предметом дискуссий при планировании комплекса поисковых работ на алмазы, выполняемых по государственному заказу на территории РФ. Недооценка возможностей электроразведки происходит из-за игнорирования положительного опыта и физических предпосылок. В работе приводится краткий обзор эффективного использования электроразведки при поисках кимберлитов в различных регионах России и Мира. Показано существенное расширение поисковых возможностей геофизического комплекса при поисках кимберлитов при включении в его состав электроразведочных методов.

Ключевые слова: *кимберлиты, электроразведка, магниторазведка, аномалия, алмазопроисковые работы, поисковые обстановки.*

Applying of electrical survey methods remain the discussion subject in a case of planning a complex of diamond's searching works that performed by state order in a Russian Federation territory. Downplaying the possibilities of electrical survey occurs because of ignoring positive experience and physical conditions. The article provides an overview of affective Electrical survey methods application in a kimberlites searching in different Russia and World regions. The article shows significant extension geophysical searching possibilities in the search for kimberlites when it is includes electrical survey methods in its composition.

Key words: *kimberlites, electrical survey, magnetic survey, anomaly, diamond prospecting, exploratory conditions.*

Геофизические комплексы для поисков кимберлитовых трубок в различных поисковых обстановках разрабатывались на протяжении длительного времени и продолжают совершенствоваться. Тем не менее, часто при обсуждении на совещаниях различных уровней рациональных комплексов геологоразведочных работ при поисках кимберлитов, в том числе при формировании геологических заданий по государственным заказам, регулярно высказываются сомнения в целесообразности применения в составе поискового комплекса аэроэлектроразведочных и наземных электроразведочных работ. При этом никаких конкретных и корректных фактических данных не приводится и все шумные высказывания на эту тему преследуют прежде всего цели сокрытия собственной некомпетентности и нежелания ознакомиться с фактическими данными.

В процессе проведения работы по обоснованию технологий и методик проведения геологоразведочных работ на алмазы, золото и цветные металлы отделом геофизики ФГБУ ЦНИГРИ был проведён небольшой обзор использования электроразведочных методов при алмазопроисковых работах и некоторых вопросов природы изменчивости электромагнитных параметров кимберлитовых трубок и их отражений в полях наблюдаемых нами параметров.

Общеизвестно, что основным геофизическим методом поисков кимберлитовых тел длительное время остаётся магниторазведка в аэро- и наземном вариантах исполнения, и целесообразность дальнейшего её применения никем не оспаривается. Однако, с завершением изучения большинства алмазоперспективных территорий с относительно простыми условиями поисков, характеризующимися отсутствием в геологических формациях, вмещающих и перекрывающих кимберлиты, магнитных разностей пород и передислокацией поисков алмазов на территории с более сложным геологическим строением

эффективность магниторазведки по параметру «количество вскрытых кимберлитовых тел/количество рекомендованных к заверке аномалий» снизилась на два порядка и более.

Кроме того, и в относительно простых алмазопроисловых обстановках, магниторазведка во многих случаях не позволяет однозначно выделить аномалию от кимберлитового тела. Немагнитные и слабомагнитные кимберлиты в различной доле присутствуют во всех алмазоносных провинциях Мира. Где-то, например, в Анголе, их большинство, где-то – это единичные тела (Алакит-Мархинское кимберлитовое поле). Более того отмечается определённая отрицательная корреляционная связь между намагниченностью кимберлитовых трубок и их алмазоносностью – то есть чем более слабомагнитные кимберлиты, тем выше их алмазоносность, что ещё больше снижает возможности магниторазведки при поисках именно месторождений алмазов, а не просто кимберлитовых тел.

Например, известно, что остаточная и индуцированная намагниченность наиболее высокоалмазоносных трубок Западной Якутии, в том числе тр. Интернациональная, Спутник и им. XXIII съезда КПСС Мирнинского поля, тр. Айхал Алакит-Мархинского поля и всех без исключения шести кимберлитовых тел Накынского поля характеризуется пониженными значениями, аномалии магнитного поля от этих трубок либо отсутствуют, либо имеют пониженную интенсивность. Крупнейшие кимберлитовые тр. Мир, Удачная, Юбилейная, несмотря на свои размеры, характеризуются лишь средней интенсивностью (до 300 нТл) магнитных аномалий и их сложной морфологией. При этом их намагниченность и сложное распределение источников магнитного поля в основном связаны с формированием мелких зёрен вторичного магнетита при процессах аутометасоматоза, характерных для крупных трубок и серпентинизации оливина.

Ранее выполненными исследованиями (Илупин И.П., 1978; Зинчук Н.Н., 1994) достаточно убедительно показано, что эта особенность кимберлитовых пород связана с особенностями распределения серы в кимберлитах, в которых существует две формы её выделения и генезиса.

Первая – относительно крупные выделения сульфидов в виде прожилков, секретий и других легко обнаруживаемых форм, встречающиеся практически во всех трубках независимо от их алмазоносности, образование которых связано с процессами, наложенными на кимберлиты в результате взаимодействия этих пород с приповерхностными водами, несущими в себе серу. При этом для минералов этого типа отмечено присутствие изотопов серы, характерных для верхних горизонтов земной коры и экзогенных процессов.

Вторая – достаточно мелкие, вплоть до наноразмеров, относительно равномерно распределённые выделения сульфидов в основной массе кимберлитов, содержащие в себе изотопы серы из глубинных горизонтов земной коры, характерные для эндогенных процессов. Именно с содержаниями серы и сульфидов второго типа установлена корреляция с алмазоносностью.

Сульфидная минерализация обоих типов порождает аномалии вызванной поляризации от кимберлитового тела и околотрубочного пространства. Однако в ходе алмазопроисловых геофизических работ установлено, что аномалии выявленной поляризации наблюдаются не только над кимберлитами, но и другими геологическими объектами:

- зонами рассеянной сульфидной минерализации различной морфологии в породах, вмещающих кимберлиты, как вблизи трубок, так и вне явной связи с последними;
- зонами рассеянной сульфидной минерализации в виде прослоев и линз в породах, перекрывающих кимберлиты без очевидной связи с распределением последних;
- прослоями и линзами углисто-глинистых минералов, выделениями битумов в толщах отложений, перекрывающих кимберлитов;
- подземными льдами и высокольдистыми углероднасыщенными терригенными образованиями и т.д.

Также породы кимберлитов ввиду своей брекчиевой структуры, связанной с эксплозивностью процесса образования, многофазности и других особенностей внутреннего

строения являются более водопроницаемыми и характеризуются пониженным сопротивлением и повышенной диэлектрической проницаемостью относительно вмещающих пород. При этом соотношения электрофизических характеристик кимберлитовой породы могут колебаться в широких пределах, а также претерпевать инверсию свойств на разных горизонтах геологического разреза, например, на горизонтах проявления глубинных минерализованных вод или соленосных толщ в осадочном чехле.

Кроме того, существуют и региональные особенности зависимости сопротивления кимберлитовых пород от разных факторов, например, от особенностей химического состава. Так установлено, что для кимберлитов Сибирской платформы электропроводность прямо пропорциональна содержанию в них CaO и обратно пропорциональна содержанию MgO . Высокая вариативность электропроводности кимберлитов, вмещающих и перекрывающих пород приводит к тому, что кимберлитовые тела могут отражаться в полях кажущихся сопротивлений аномалиями как пониженного, так и повышенного сопротивления.

Таким образом, при проведении поисков кимберлитов электроразведочными методами мы должны представлять электрофизические особенности разреза и использовать соответствующие технологии. Например, любая методика использования ВП при поисках кимберлитовых тел должна включать в себя аппаратную регистрацию эффекта ВП от сульфидных минералов различных размеров и различного распределения по породе, аналитические процедуры обработки и разделения эффектов ВП различной природы и систему наблюдений, обеспечивающую объёмное картирование аномалиеобразующего объекта.

Формальное же использование электроразведочных методов без учёта электрофизических свойств геологической среды, вмещающей или перекрывающей кимберлитовые тела практически заведомо обречено на неудачу даже в самых простых геологических обстановках и приводит к возникновению очередной волны некомпетентных рассуждений о неэффективности электроразведки при алмазописковых работах.

Рассмотрены конкретные примеры использования электроразведочных методов при поисках кимберлитовых тел в различных геологических обстановках.

1. Площади с простым геологическим строением (1-2 геотип): кимберлитовмещающая среда – практически немагнитные карбонатно-терригенные породы или слабомагнитные метаморфизованные терригенные породы; перекрывающие породы отсутствуют или слабомагнитные мощностью до 20-30 м

На примерах кимберлитовых трубок Дружба, Ну-Погоди и Угадайка из Далдыно-Алакитского района Сибирской алмазонасной провинции, кимберлитовых тел AGP560 и CatE53, CatE80 из Ангольской части Центральноафриканской алмазонасной провинции и ряда других объектов показаны различные варианты отражений кимберлитовых тел в магнитном поле и поле кажущихся сопротивлений по данным различных методов электроразведки. При этом крайне важное значение при использовании электроразведки при поисках кимберлитов имеет правильный выбор электроразведочного метода, методики и измерительной аппаратуры.

То есть, при поисках кимберлитов геофизическими методами даже в самых простых поисковых обстановках имеют место ситуации, когда магниторазведочный метод или не даёт полной информации об объекте (тр. Дружба), или не позволяет выделить аномалию от трубки на фоне других аномалий (тр. Ну-Погоди, Угадайка, CatE53), или вообще не фиксирует кимберлитовые тела (тр. AGP560 и CatE80). И только включение в геофизический комплекс правильно выбранного метода электроразведки позволяет существенно расширить его возможности при поиске кимберлитов. Также по результатам комплексной интерпретации магнитных и электроразведочных данных выявляется внутренняя структура кимберлитовмещающих зон, позволяющая ранжировать слабоконтрастные аномалии по степени перспективности.

2. Площади с сложным геологическим строением (3-5 геотип): кимберлитовмещающая среда – практически немагнитные и слабомагнитные карбонатно-

терригенные породы или слабо- средне-магнитные метаморфизованные терригенные породы, перекрывающие породы представлены хаотично намагниченными терригенными отложениями различного генезиса (гляциальными, морскими, молассовыми и т.д.) или терригенно-трапповыми комплексами пород.

На площадях такого типа электроразведочные методы при поисках кимберлитов на территории РФ применяются значительно реже, как в аэроварианте, так и на земле. Рассмотрены результаты некоторых аэроэлектроразведочных работ на поиски кимберлитов, выполненные в последнее десятилетие, в том числе:

- аэроэлектроразведка с комплексами «ЭКВАТОР» на Кукомской площади (материалы АГД «Даймондс, Архангельская область»);
- аэроэлектроразведка с комплексом ЕМ-4Н-ДИП на Приленской площади (материалы АК АЛРОСА, Якутия).

По Кукомской площади имеются предоставленные АГД Даймондс первичные материалы аэроэлектроразведочной съёмки с частотно-временным комплексом ЭКВАТОР, позволяющие нам увидеть качество работ и, что наиболее важно, появилась возможность переобработать данные более современными программами и оценить эффективность аэроэлектроразведки, как метода в данной поисковой обстановке (3 геотип поисковых обстановок: кимберлитовые тела перекрыты обводнёнными терригенными породами различного генезиса мощностью до 100 м).

В результате установлено, что на четырёх из пяти известных на площади кимберлитовых объектов (трубки им. В.П. Гриба, Волчья, Осетинская, Майская) фиксируются устойчивый аномальный эффект в распределении кажущихся сопротивлений. Пятый объект, трубка Верхотина, находится на самом краю площади, где обработка данных большинством методов затруднена. Данные по трубке В.П. Гриба представляют особый интерес, так как исследования были выполнены до начала масштабных вскрышных работ на этом известном месторождении. Данная трубка уверенно фиксируется контрастной аномалией пониженных сопротивлений как горизонтальными, так и вертикальным геоэлектрическими разрезами.

Амакинской ГРЭ АК АЛРОСА (ПАО) на Приленской площади, включающей части мезозойского Молодинского и среднепалеозойского Толуопского кимберлитовых полей была выполнена аэросъёмка м-ба 1: 10 000 с частотным электроразведочным комплексом ЕМ-4Н-ДИП. В полях сопротивлений отражается ряд кимберлитовых трубок, находящихся в поле развития карбонатных пород кембрия (1-2 геотипы поисковых обстановок) – Землячка, Приленская, Находка, Снежная и т.д.

Также в полях сопротивлений отражается и единственная среднепалеозойская трубка Ивушка, открытая ранее по данным электроразведки ЗСБЗ, погребённая под терригенно-трапповой толщей мощностью более 80 м, что представляет отдельный интерес для оценки возможностей аэроэлектроразведки на наиболее сложных 4-5 геотипах поисковых обстановок. Кимберлитовое тело перекрыто толщей туфов и траппов мощностью 100-110 м с присутствием в разрезе линз терригенных пород является крайне сложным объектом поисков. Ниже приводятся данные из фондовых отчётов Амакинской ГРЭ.

По данным аэроэлектроразведки трубка Ивушка отражается контрастной аномалией повышенного сопротивления овальной, несколько осложнённой формы северо-западного простирания на нижних частотах, 520 и особенно на 130 Гц. Наблюдается отчётливо выраженный относительный локальный максимум (170 Ом*м) на фоне низкоомной (50 Ом*м) площадной аномалии. По морфологии, простиранию зафиксированная аномалия полностью совпадает с наземной аномалией относительно повышенных сопротивлений ЗМПП над трубкой Ивушка.

Таким образом, на реальных примерах показано, что большинство современных электроразведочных методов могут быть использованы при поисках кимберлитовых трубок. Применение тех или иных методов должно опираться на тщательный анализ физико-геологических и поисковых обстановок на перспективных площадях и предусматривать

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

возможность выполнения опытно-параметрических работ на начальной стадии аэрогеофизических работ с возможностью корректировки проекта.

Отрицание возможностей электроразведочных методов при поисках кимберлитов прежде всего связано с двумя факторами:

- применением методов электроразведки без учёта реальной физико-геологической модели участка поисковых работ;

- отсутствием соответствующих компетенций как по производству данных видов работ, обработки и интерпретации получаемых данных.

Принцип «мы этого не можем делать, поэтому это не работает» является причиной многих провалов и неудач в производстве алмазопроисковых работ на территории РФ в последние десятилетия.

Список литературы:

1. Зинчук Н. Н. Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков и разработки алмазных месторождений). — Новосибирск: Издательство Новосибирского университета, 1994. — 240 с.
2. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978. 352 с.
3. Лашкевич И.В., Лазебник В.П. и др. Отчёт о поисках коренных месторождений алмазов на водоразделе рек Молодо, Далдын и Толуопка в 1988-1991 гг., Айхал, 1991. Росгеолфонд, №463414.
4. Микоев И.И. Наземные геофизические исследования при поисках кимберлитовых тел: результаты и эффективность в различных поисковых обстановках // Руды и металлы, 2018, №3, С.40-46.
5. Пирогов С.А., Морозова Н.Е. Отчёт о результатах поисково-ревизионных работ в бассейне рек Молодо, Кютюнгде и на Молодо-Оленёксом междуречье в 2016-2018 г., Айхал, 2018, Росгеолфонд, №531350.
6. Подмогов Ю. Г., Керцман В. М., Мойланен Е. В., Современные подходы к интерпретации аэрогеофизических данных при поисках кимберлитов // Сборник тезисов докладов XI Международной научно-практической конференции. (12–15 апреля 2022 г., Москва, ФГБУ «ЦНИГРИ»). М.: ЦНИГРИ. 2022. С. 190-192.

УДК 550

Кремс Андрей Яковлевич – геолог севера и юга, педагог

Е.Н. Мотрюк, О.М. Вельтистова

kmotryuk@ugtu.net, oveltistova@ugtu.net

Ухтинский государственный технический университет, Ухта, Россия

Аннотация

В данной статье рассказывается о выдающемся геологе XX века Андрее Яковлевиче Кремсе. Он внес большой вклад в развитие месторождений в Баку, Республике Коми. Андрей Кремс добился того, чтобы объединение «Азнефть» включило в план своей работы бурение скважины № 141 на Балаханской площади. После рабочей поездки в Америку его арестовали и отправили в Ухту, где он работал на Ярегском месторождении в должности начальника геолого-разведочного отдела и активно развивал шахтную добычу нефти. Разработаны были Вой-Вожское месторождение забил фонтан долгожданной нефти, далее шло Западно-Тэбукское, Джьерское месторождения нефти. Потом были установлены промышленные притоки нефти в Большеземельской тундре, на реке Колве. Андрей Яковлевич одним из первых выдвинул идею создания в Ухте высшего учебного заведения нефтяного профиля Много сделал для Коми края, затем работал в Арктике.

Annotation

This article tells about the outstanding geologist of the 20th century Andrei Yakovlevich Krems. He made a great contribution to the development of deposits in Baku, the Komi Republic. Andrey Krems ensured that the Azneft association included the drilling of well No. 141 in the Balakhani area in its work plan. After a working trip to America, he was arrested and sent to Ukhta, where he worked at the Yaregskoye field as head of the geological exploration department and actively developed mine oil production. The Voy-Vozhskoye field was developed, and the fountain of long-awaited oil was hammered, followed by the Zapadno-Tebukskoye, Dzhyerskoye oil fields. Then industrial oil inflows were established in the Bolshezemelskaya tundra, on the Kolva River. Andrei Yakovlevich was one of the first to put forward the idea of creating a higher educational institution of the oil profile in Ukhta. He did a lot for the Komi region, then worked in the Arctic.

Статья о первом профессоре Ухтинского индустриального института, докторе геолого-минералогических наук Андрее Яковлевиче Кремсе (рис. 1) (1899—1975).



Рисунок 1 – Андрей Яковлевич Кремс, 1942г.

Баку.

Родился 5 (17) июля 1899 года в местечке Зюд-Остов-Култук близ Баку в семье рыбака. Окончил трёхклассную церковно-приходскую школу, а затем шестиклассное училище в Баку. В 16 лет остался без родителей, на попечении старших братьев и сестры. В юности переболел тифом, болезнь дала осложнение - он потерял слух, но большая тяга к знаниям, не остановила его.

В 1915 году поступил в политехническое училище в Баку, по окончании которого получил квалификацию техника-нефтепромысловика. Работал на промыслах Азербайджана чертёжником, коллектором, геологом, старшим районным геологом Балаханского

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

геологического бюро. Первая по-настоящему научная статья Кремса «Некоторые данные о строении Кирмаку-Балаханской антиклинами» была опубликована в 1923 году в журнале «Азербайджанское народное хозяйство». Балаханская площадь была уникальна тем, что нефтяные пласты выходили на самую поверхность. На предприятии «Азнефть» Андрей Кремс добился того, чтобы объединение «Азнефть» включило в план своей работы бурение скважины № 141 на Балаханской площади. Академик Губкин поддержал эту рискованную идею. В 1921-1931 годах учился заочно в АЗНИ по специальности «нефтепромысловое дело», получил диплом инженера-геолога. Вскоре занял должность главного геолога «Азнефти». Стал доктором геолого-минералогических наук.[1]

Москва.

В 1934 году Кремс был приглашён на работу в Москву, назначен главным геологом Главного управления нефтяной промышленности НКТП СССР. В это же время он заведовал кафедрой разработки нефтяных и газовых месторождений в МНИ. В 1936 году в составе группы специалистов нефтяной промышленности был в командировке в США, знакомился там с поисками, разведкой и разработкой нефтяных и газовых месторождений. Делегация вернулась на родину из своей заграничной командировки, полная воодушевления и самых радужных идей. Специалисты составили обширный отчет обо всем, что увидели, услышали и узнали, присовокупив к отчету собственные рекомендации по внедрению в «нашу» систему разведки нефти и газа новых методов геофизических исследований, представляя их полезными, выгодными и передовыми. Кроме того, эти свои выводы они вскоре опубликовали в большой статье в журнале «Нефтяное хозяйство» «Организовать по-новому геолого-поисковые и разведочные работы на нефть». Эта статья в открытую говорила в пользу геофизической разведки, которую ведут специалисты Америки. В конце 1930-х годов, после двух пятилеток невыполнения плановых обязательств по добыче нефти в целом по СССР, все ездившие, в Америку были репрессированы, большинство расстреляны.

Коми АССР, п. Чибью, г. Ухта.

30 сентября 1938 года А.Я. Кремс был арестован. Постановлением Особого совещания при НКВД СССР от 29 мая 1939 года осуждён на восемь лет лагерей с формулировкой в приговоре «за участие в троцкистской организации». Для отбытия наказания был направлен в Коми АССР, в посёлок Чибью (позднее Ухта). Здесь заключённого Кремса определили коллектором только что организованного бюро по проектированию Ярегской нефтешахты № 1. «Тяжёлую нефть» Ярегского месторождения можно было добывать только шахтным способом, ранее не применяемым в СССР. Кремс показал себя грамотным геологом, и вскоре ему поручили составить геологическую часть обоснования для проекта шахты, что он и сделал весьма основательно. Затем он сам выступал в Москве с обоснованием проекта в присутствии высшего руководства НКВД СССР, которое тогда курировало геологические исследования и разработку важнейших видов полезных ископаемых.

Приказом Народного комиссара внутренних дел СССР от 11 июля 1940 года А.Я. Кремс был досрочно освобождён и направлен на должность заместителя начальника лагеря и начальника геологоразведочного отдела. О досрочном освобождении Кремса ходатайствовал перед органами НКВД академик А.Е. Ферсман, который перед этим побывал в Ухте и там общался с Андреем Яковлевичем. По другой версии, досрочному освобождению способствовал сам Л.П. Берия, школьный друг А.Я. Кремса.

В 1942 году А.Я. Кремс был назначен на должность главного геолога «Ухтижемстроя». В 1944 году судимость была снята; реабилитирован в 1956 году. В течение 34 лет А.Я. Кремс руководил геологоразведочными работами и научными исследованиями по подготовке сырьевой базы на северо-западе европейской части России. В этот период здесь открыты более тридцати месторождений нефти и газа, в том числе уникальные Западно-Тэбукское (запасы нефти там исчислялись не одним десятком миллионов тонн, а это в три раза больше всех запасов, которые были разведаны до этого за тридцать лет!) и Усинское нефтяные, Вуктыльское газоконденсатное и другие. Эти открытия позволили

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

создать в Республике Коми крупную нефтегазодобывающую промышленность и осуществить строительство газо- и нефтепроводов в центр и на северо-запад страны. Затем было открыто богатое Джьерское месторождение нефти. Потом установлены промышленные притоки нефти в Большеземельской тундре, на реке Колве.

Огромная работоспособность и энергичность снискали А.Я. Кремсу репутацию хорошего руководителя и вдумчивого исследователя. Андрей Яковлевич руководил отделом в филиале Газпром ВНИИГАЗ в Коми АССР, был профессором Ухтинского индустриального института, написал докторскую диссертацию.

Удостоен званий «Заслуженный деятель науки и техники Коми АССР» и «Заслуженный деятель науки и техники РСФСР». Автор и соавтор 250 печатных работ по геологии, по проблемам поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений, по формированию залежей и происхождению нефти и газа, четырёх книг, статей в журналах, множества выступлений на страницах газет, 70 неопубликованных отчётов и записок. В числе работ — монографии: «Вопросы формирования структур и залежей нефти и газа Южного Тимана»; «Основы шахтной разработки нефтяных месторождений»; «История советской геологии нефти и газа» и др [2].

Андрей Яковлевич одним из первых выдвинул идею создания в Ухте высшего учебного заведения нефтяного профиля. В Ухтинском индустриальном институте (ныне – Ухтинском государственном техническом университете), который вырос из этой идеи, А.Я. Кремс возглавлял кафедру геологии на общественных началах, читал курсы по истории геологии нефти и газа.

Подготовка кадров, молодых специалистов всегда занимали в деятельности А. Я. Кремса большое место. Андрею Яковлевичу принадлежало авторство идеи об организации в городе Малой академии для школьников, желающих поступить в высшие учебные заведения. Вскоре эта идея была реализована: Малая академия работала несколько десятилетий и способствовала привлечению к профессии геолога молодых людей.

В Ухтинском государственном техническом университете действует временная выставка (рис. 2), посвященная Андрею Яковлевичу Кремсу.



Рисунок 2 – Стенд в библиотеке УГТУ, посвященный Андрею Яковлевичу Кремсу.

В 1975 году имя ученого было присвоено улице (бывшей Студенческой), он проживал в доме № 3 по этой улице с 1959 года. В 1983 году его рабочий кабинет стал музеем-квартирой А.Я. Кремса, на доме установлена мемориальная доска ученого (рис. 3).



Рисунок 3 – Мемориальная доска, посвященная А.Я. Кремсу.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Далее его захватили мысли о поисках нефти в Арктике [3]. Строгие геологические расчеты и природная интуиция позволили ему заняться организацией правительственной научной комиссии. Ему было поручено возглавить ее, снабдить всем необходимым и направить на Арктическое побережье в район Усть-Енисейского порта Нордвика. Там, среди вечных льдов, комиссия тщательно проанализировала состояние поисковых работ нефти и газа «Северморпути» и разработала четкий план всех дальнейших действий с целью создания арктической базы.

В заключении можно сказать, что А.Я. Кремс, обладая необыкновенным чувством нового, интуицией, основанной на глубоких знаниях, упорством активно внедрял идеи и планы освоения богатств северного края, и был, смело можно сказать, неординарным, талантливым человеком прошедшей эпохи.

Библиографический список

1. Новикова Т.Т. Главный геолог юга и севера. – Киров: Кировская областная типография, 2014. 128 с.
2. Кремс А.Я. История создания нефтяных шахт на Ухте// Изв. Вузов. Нефть и газ. 1964. №9. С.12-15.
3. Флоря М.В. Научный вклад А.Я. Крэмса в развитие геологии районов Крайнего Севера. / Материалы Международной (заочной) научно-практической конференции приоритетные научные направления в XXI веке. Нефтекамск, 2020. С. 261-269.

УДК 550.831

Технология создания детальных трехмерных плотностных моделей верхней коры крупных блоков Воронежского кристаллического массива

О.М. Муравина, В.Н. Глазнев, Т.А. Воронова

muravina@geol.vsu.ru

Воронежский госуниверситет, Воронеж, Россия

Abstract. The technology for constructing three-dimensional density models of the earth's crust of the Voronezh crystalline massif based on previously generated digital geological and geophysical data is presented. Resulting model is obtained on summation detailed density models of separate plots based on the inversion of the gravitational field. Input and output data are combined in a GIS project.

Построению реалистичных детальных плотностных моделей земной коры Воронежского кристаллического массива (ВКМ) предшествовал длительный подготовительный период формирования региональных цифровых пространственных геолого-геофизических данных.

Первым шагом стало создание пространственной цифровой базы петрофизических данных, аккумулирующей результаты многочисленных определений керна скважин, пробуренных на территории региона в течении нескольких десятилетий. Главная сложность заключалась в выполнении пространственной привязки местоположения скважин и соотнесения с известными данными о положении кровли кристаллического фундамента. В итоге объемной и кропотливой работы каждое петрофизическое определение получило пространственные координаты – широту, долготу, и глубину отбора образца относительно дневных отметок рельефа. Создание базы данных в формате ГИС-проекта позволило соотнести петрофизическую информацию с геологическим строением региона и открыло возможности эффективного использования петрофизических сведений при интерпретации геофизических данных. Так сведения о мощности осадочных отложений и статистические оценки плотностных характеристик пород осадочного чехла позволили выполнить геологическое редуцирование гравитационного поля, в процессе которого был вычислен гравитационный эффект осадочного чехла. В 2020 году была окончательно сформирована и опубликована сводная петроплотностная карта кристаллических пород территории ВКМ [1-4].

Далее была выполнена оценка мощности «гравиактивного» слоя кристаллической коры, основанная на стохастической модели источников локальных аномалий гравитационного поля [5] и характеризующая наиболее неоднородную по латерали плотностную структуру верхней части фундамента региона. Эти построения в дальнейшем позволили выбрать нижнюю границу области детального плотностного моделирования.

На основе совокупности этих построений, с использованием развитого алгоритма комплексной интерпретации геофизических данных [6, 7], была рассчитана региональная трёхмерная плотностная модель литосферы центральной части Восточно-Европейской платформы [8, 9] для разных вариантов положения границы Мохо [10]. Региональная плотностная модель позволила в дальнейшем вычислить аномальное гравитационное поле, отвечающее верхней части коры, а на заключительном шаге решения обратной задачи формировать детальные плотностные модели в абсолютных значениях плотности, что существенно уменьшает неоднозначность геологической трактовки результатов моделирования.

Совокупность вышеперечисленных региональных данных, аккумулированных в едином ГИС-проекте, сделала возможным приступить к формированию детальной плотностной модели верхней коры крупных блоков региона на основе инверсии редуцированного гравитационного поля. Результаты расчетов на модельных примерах [11], накопленный опыт решения вышеупомянутых региональных задач и детального

плотностного моделирования на отдельных участках [12-15] позволили разработать единую технологию детального моделирования. Сформулируем ее основные принципы.

- Детальная плотностная модель верхней коры территории Воронежского кристаллического массива формируется на основе последовательного объединения плотностных моделей, полученных на отдельных участках подобных друг другу по таким параметрам, как размер сети и структура стартовой модели. На первом этапе задача решается для несмежных участков, на втором – для участков, имеющих две общие границы с отработанными участками, на третьем этапе – для участков, имеющих 4 общие границы с отработанными участками. Значения плотности, полученные на предыдущих этапах инверсии, не изменяются при дальнейшем моделировании, что достигается обнулением в этих точках весовой функции. Такой подход позволяет свести результаты, полученные на отдельных участках в единую непротиворечивую плотностную модель.

- Задание входных региональных данных и полученных в процессе инверсии гравитационного поля результатов моделирования для всех участков осуществляется посредством обращения к единому ГИС-проекту.

- Решение обратной задачи гравиметрии представляет собой итерационный процесс инверсии невязок поля в каждой точке поверхности в значения плотности эквивалентного горизонтального слоя заданной плотности, и перераспределение полученных значений плотности в нижние слои среды в соответствии с весовой функцией. Инверсия гравитационного поля в плотность осуществляется на основе алгоритма квазинормального решения обратной задачи в трехмерной постановке в декартовых координатах. Используется аппроксимационное представление обратного оператора в виде суммы преобразований: вычисления вертикальной производной и аналитического продолжения в верхнее полупространство на некоторую оптимальную высоту [16]. Результаты решения обратной задачи не только минимизируют невязку между модельным и наблюдаемым полем, но и должны соответствовать заданным критериям всей исходной геологической информации, формализованной в виде заданных значений плотности стартовой модели, минимаксных ограничений и весовой функции. Подробно алгоритм инверсии изложен в работе, представленной в настоящем сборнике.

- В пределах отдельного участка инверсия гравитационного поля осуществляется в несколько этапов, на каждом из которых выполняется точечная корректировка стартовой модели в областях аномальных значений итоговой невязки на основе априорной информации. Такой подход требует высокого профессионального уровня интерпретатора, увеличивает временные затраты, но позволяет добиться заданной точности решения без ущерба для его геологической содержательности.

В настоящее время детальная плотностная модель получена для восточной части ВКМ и включает Воронцовский, Лосевский и Донской террейны.

Научные исследования выполнены в рамках грантов РФФИ № 20-05-00190 и № 19-05-00336.

Литература

1. Глазнев В.Н., Муравина О.М., Жаворонкин В.И. и др. Петроплотностная карта докембрийского фундамента Воронежского кристаллического массива. Воронеж: «Научная книга». 2020. 101 с.
2. Муравина О.М., Жаворонкин В.И. Статистический анализ цифровой основы петроплотностной карты Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2015. № 2. С. 94-99.
3. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Пространственный анализ распределения плотности докембрийских образований Воронежской кристаллического массива // Материалы 15-ой международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М.: ИФЗ РАН. 2014. С.171-173.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

4. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Петроплотностная карта Воронежского кристаллического массива // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Материалы 43-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского. Воронеж: «Научная книга». 2016. С. 133-136.
5. Глазнев В.Н., Муравина О.М., Воронова Т.А., Холин В.М. Оценка мощности гравиактивного слоя земной коры Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2014. № 4. С. 78-84.
6. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: Изд-во «КазМ». 2003. 252 с.
7. Glaznev V.N., Mints M.V., Muravina O.M. et al. Complex geological–geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: Nature of density layering of the crust and crust–mantle boundary // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2015. V. 6. № 2. P. 133-170. DOI: <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2015-6-2-0176>.
8. Глазнев В.Н., Минц М.В., Муравина О.М. Плотностное моделирование земной коры центральной части Восточно-Европейской платформы // Вестник Камчатской региональной организации «Учебно-научный центр». Серия: Науки о Земле. 2016. № 1 (29). С. 53-63.
9. Муравина О.М. Плотностная модель земной коры Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2016. № 1. С. 108-114.
10. Минц М.В., Глазнев В.Н., Муравина О.М. Глубинное строение коры юго-востока Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным: геодинамическая эволюция в палеопротерозое и современное состояние коры // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2017. № 4. С. 5-23.
11. Воронова Т.А., Глазнев В.Н., Муравина О.М. Результаты численного моделирования с целью оптимизации работы алгоритма инверсии гравитационного поля // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Материалы 47-й сессии Международного научного семинара Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова. Воронеж: «Научная книга». 2020. С. 76-79.
12. Глазнев В.Н., Жаворонкин В.И., Муравина О.М. и др. Строение верхней коры Елецкого участка Лосевского террейна (Воронежский кристаллический массив) по данным плотностного моделирования // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2019. № 3. С. 74-83.
13. Berezneva S.I., Muravina O.M., Voronova T.A. Technology for studying the structure of the upper crust of the Voronezh Crystalline Massif by detailed density modeling data // Eleventh symposium on structure, composition and evolution of the lithosphere. Institute of seismology university of Helsinki, report s-71. 2021. P. 9-12.
14. Воронова Т.А., Муравина О.М., Глазнев В.Н., Березнева С.И. Трехмерная плотностная модель верхней коры в области сочленения Лосевского и Донского террейнов (Воронежский кристаллический массив) // Вестник Камчатской региональной организации «Учебно-научный центр». Серия: Науки о Земле. 2021. № 1(49). С. 24-35.
15. Муравина О.М., Глазнев В.Н., Воронова Т.А., Тереньтьев Р.А. Трехмерная плотностная модель верхней коры в области сочленения Лосевского и Воронцовского террейнов (Воронежский кристаллический массив) // Вестник Камчатской региональной организации «Учебно-научный центр». Серия: Науки о Земле. 2022. № 3 (55). С. 45-57.
16. Страхов В.Н. Теория линейных обратных гравиметрических задач // ДАН. 1990. Т. 311. № 5. С. 1093-1096.

УДК 550.831

Опыт применения метода группового учета аргументов для анализа геолого-геофизической информации

О.М. Муравина, И.А. Пономаренко

muravina@geol.vsu.ru

Воронежский госуниверситет, Воронеж, Россия

Abstract. The paper considers the results of applying the modern statistical method of processing geophysical data – the method of group accounting of arguments (MGUA). The proposed materials indicate that the modern technology of statistical analysis of geological and geophysical data developed by the authors is applicable to the widest range of geophysical and petrophysical tasks. The practical implementation of the proposed approaches makes it possible to increase the efficiency of using geophysical data and their geological information content

Метод группового учета аргументов (МГУА) – статистический метод обработки данных, основанный на идее синергетики о существовании упорядоченности в сложных системах [1, 2]. Математическая модель метода – матрица, столбцы которой являются анализируемыми данными: формализованная геологическая информация, результаты петрофизических определений, измеренные или трансформированные значения геофизических полей. Целью применения метода является получение модели, которая объединяет несколько атрибутов в единую функциональную зависимость. С формальной точки зрения МГУА – модифицированный метод регрессионного анализа. Однако, в отличие от классического подхода, ни структура регрессионной модели, ни набор конкретных параметров заранее не определяются, а выбираются из множества сформированных в процессе моделирования вариантов. Генерация моделей осуществляется на основе базовой функции в несколько этапов (рядов). В качестве базовой функции мы используем полином Колмогорова-Габора [1, 2]. На каждом этапе по минимальным значениям внешних критериев выбирается заданное число лучших моделей, которые переходят в следующий ряд и в качестве переменных-аргументов участвуют в формировании новых моделей. Таким образом, с переходом в каждый новый ряд степень полинома и набор входящих в него параметров возрастает, соответственно, закономерно улучшается степень сходимости модельных зависимостей. Лучшая модель – модель оптимальной сложности, выбирается по локальному минимуму внешнего критерия. Фактически при генерации моделей реализуется генетический алгоритм, а разделение последовательности данных на обучающую и проверочную позволяет провести аналогию с обучением на нейронной сети. Действительно, МГУА иногда называют полиномиальной нейронной сетью. В отличие от нейросетевого подхода на выходе мы имеем полиномиальную зависимость, которая может быть эффективно проанализирована с физической точки зрения.

С 2009 года на кафедре геофизики Воронежского госуниверситета начались исследования, направленные на оценку возможностей МГУА применительно к геолого-геофизическим данным [2, 3]. В 2012 году на XXXVIII сессии семинара Д.Г. Успенского были представлены первые результаты применения МГУА для анализа петрофизических данных. Идея использования метода была поддержана А.А. Никитиным, что послужило толчком для продолжения исследований в этом направлении [4].

За прошедшие 10 лет накоплен опыт, который позволил определить круг задач, в которых использование МГУА наиболее результативно и отработать технологию проведения идентификационного моделирования. Все вычисления выполняются с помощью программы, реализующей многорядный комбинаторный алгоритм МГУА, адаптированный к работе с геолого-геофизической информацией [5].

Геофизические исследования скважин. Результаты использования МГУА при работе с данными геофизических исследований скважин продемонстрировали возможности и перспективность метода при изучении геологического строения разреза, локализации

интервалов оруденения, выявлении областей неоднородностей вскрытого скважиной разреза, изучении коллекторских свойств пород, определении характера насыщения коллекторов [6-9]. Положительно оцениваются возможности МГУА и для оптимизации комплекса геофизических методов применительно к изучению месторождений рудных полезных ископаемых [10].

Анализ петрофизических данных. Метод был опробован при работе с информацией петрофизической базы данных кристаллических и осадочных пород Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Разработана методика анализа МГУА на основе формирования комплексных идентификационных уравнений, которые позволяют обобщать, анализировать и эффективно использовать петрофизические данные. Метод был успешно задействован в качестве одного из ключевых элементов технологии 3D моделирования при создании плотностных моделей литосферы [11-13] и петроплотностной цифровой карты верхней части литосферы территории ВКМ [14]. Показано, что идентификационные модели МГУА позволяют выполнить робастное оценивание большого объема петрофизических данных за счет автоматизации процедуры выявления выбросов, оценить принадлежность пород к определенному вещественному комплексу пород. Поскольку петрофизическая информация является необходимым звеном геологической интерпретации геофизических наблюдений, интересен опыт получения комплексных моделей, связывающих плотность метаморфических и интрузивных пород ВКМ с удельным электрическим сопротивлением и магнитной восприимчивостью [15, 16]. Способность МГУА максимально эффективно использовать комплексные петрофизические данные и пространственные атрибуты позволяет рассматривать идентификационную модель, как уникальную характеристику геологического объекта. Эта особенность метода была успешно использована для дифференциации разновозрастных интрузий: в результате идентификационного анализа ультрамафит-мафитовых интрузий мамонского комплекса ВКМ получены модельные уравнения, позволяющие выявить рудоносные интрузии по комплексу петрофизических параметров. В пределах хорошо изученного Нижнемамонского месторождения никеля была выбрана эталонная скважина. Для разных типов пород мамонского комплекса, вскрытых эталонной скважиной, были получены идентификационные уравнения взаимосвязи плотности с другими петрофизическими параметрами. Модели были применены к аналогичным породам, представляющим разные типы интрузий мамонского типа. Полученные результаты позволили с большой степенью достоверности сделать вывод о рудоносности интрузий, вскрытых этими скважинами. [17, 18]. Таким образом, результаты выполненного идентификационного анализа продемонстрировали возможности применения метода группового учета аргументов для решения важнейшей задачи – дифференциации разновозрастных интрузий на рудные и безрудные.

Геофизические поля. МГУА был использован в комплексе с методом эмпирической модовой декомпозиции, с целью учета влияния рельефа местности при проведении крупномасштабных аэромагнитных съемок. Традиционный стохастический способ оценки аномального эффекта рельефа основан на выявлении взаимосвязи между полем и высотными отметками рельефом. Предложенный А.С. Долгалем новый способ определения поправки за рельеф основан на выявлении корреляции между полем и рельефом земной поверхности в определенных диапазонах пространственных частот [19, 20]. Способ предполагает последовательное применение метода эмпирической модовой декомпозиции (ЭМД) и МГУА. Аномальное магнитное поле и рельеф представляется в виде суммы эмпирических модовых функций, а МГУА идентифицирует составляющие магнитного поля коррелирующие с высотными отметками рельефа [21, 22]. Эффективность применения МГУА увеличивается, если предварительно выполнить пространственное разделение территории исследования на классы с учетом особенностей магнитного поля и рельефа [23].

Получены оригинальные результаты использования МГУА при установлении взаимосвязей между показателями качества подземных вод одного из водозаборов. Статистический анализ данных лабораторных анализов воды позволил выделить явный

тренд, отражающий увеличение жесткости с ростом расстояния до русла реки. Методом МГУА была определена расчетная формула определения жесткости, применение которой позволило выявить несогласованность приведенных значений жесткости и аналитических данных. Примечательно, что результаты расчетов существенно лучше отвечают выявленному тренду зависимости жесткости от расстояния между опробуемой скважиной и водотоком. Таким образом, моделирование параметров природных объектов позволило оценить достоверность исходных данных, выявить и скорректировать случайно возникшие ошибки [24].

Метод группового учета аргументов был использован при решении задачи регионального прогнозирования месторождений урана на территории республики Нигер. Средствами пространственного анализа на основе геолого-геофизической информации для региона исследования были сформированы грид-модели для 17 признаков (аномальные и градиентные характеристики гравитационного и магнитного полей и рельефа, мощность и плотность пород осадочного чехла, буферные зоны расстояний от геологических объектов и структурных элементов). На примере 12 эталонных рудных и 12 заведомо безрудных объектов МГУА выполнен идентификационный анализ признаков, ориентированный на определение их совокупной информационной содержательности. Результаты идентификационного анализа позволили оценить веса используемых признаков и выполнить комплексное региональное прогнозирование урановых месторождений песчаникового типа на территории Республики Нигер [25].

При анализе многопараметровой комплексной информации использование аппарата МГУА предоставляет возможность оценить вклад каждого из используемых методов в решение стоящих перед исследованиями задач, что может быть положено в основу решения прогнозных задач и оптимизации состава комплексов геофизических методов.

Представленные материалы свидетельствуют, что развиваемая авторами современная технология статистического анализа геолого-геофизических данных применима к самому широкому спектру геофизических и петрофизических исследований. Практическая реализация предложенных подходов позволяет повысить достоверность интерпретации геофизических данных и их геологическую информативность [26].

Работы по развитию метода группового учета аргументов были поддержаны грантом РФФИ 18-05-00266.

Литература

1. Ивахненко А.Г. Индуктивный метод самоорганизации моделей сложных систем. Киев: Наук. Думка. 1982. 296 с.
2. Муравина О.М. Метод группового учёта аргументов при анализе геофизических данных // Геофизика. 2012. № 6. С. 16-20.
3. Муравина О.М. Возможности метода группового учета аргументов при статистической обработке петрофизических данных // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2009. № 2. С. 150-154.
4. Муравина О.М., Аузин А.А. Возможности метода группового учета аргументов при анализе геофизических данных // Материалы 39 сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского. Воронеж, 2012. С. 194-198.
5. Муравина О.М., Пономаренко И.А. Программная реализация метода группового учета аргументов при идентификационном моделировании геолого-геофизических данных // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2016. № 2. С. 107-110.
6. Аузин А.А., Муравина О.М. Статистический анализ данных каротажа методом группового учета аргументов // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2010. № 2. С. 219-224.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

7. Муравина, О.М. Метод группового учета аргументов при идентификационном моделировании разрезов скважин // Каротажник. 2013. № 6(228). С. 32-39.
8. Муравина О.М. Аузин А.А., Глазнев В.Н., Пономаренко И.А. О возможности изучения коллекторских свойств пород методом идентификационного моделирования // Каротажник. 2018. № 8. С. 71-80.
9. Пономаренко И.А., Муравина О.М., Аузин А.А. Развитие метода группового учёта аргументов применительно к изучению коллекторских свойств пород // Материалы 47-й сессии Международного научного семинара Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова. Воронеж. 2020. С. 240-242.
10. Аузин А.А., Муравина О.М. О возможности оптимизации комплексов геофизических исследований в скважинах при поисках месторождений рудных полезных ископаемых антеклизы // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2013. № 1. С. 184-188.
11. Глазнев В.Н., Минц М.В., Муравина О.М. Плотностное моделирование земной коры центральной части Восточно-Европейской платформы // Вестник Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2016. № 1 (29). С. 53-63.
12. Минц М.В., Глазнев В.Н., Муравина О.М. Глубинное строение коры юго-востока Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным: геодинамическая эволюция в палеопротерозое и современное состояние коры // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2017. № 4. С. 5-23
13. Глазнев В.Н., Минц М.В., Муравина О.М. Плотностная модель литосферы центральной части Восточно-Европейской платформы // Материалы 43-й сессии Международного научного семинара им. Д. Г. Успенского. Воронеж. 2016. С. 59-63.
14. Глазнев В.Н., Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Лебедев И.П., Воронова Т.А. Петроплотностная карта докембрийского фундамента Воронежского кристаллического массива (объяснительная записка). Воронеж: ООО ИПЦ «Научная книга». 2020. 101 с.
15. Муравина О.М. Идентификационный анализ петрофизических характеристик пород осадочного чехла Воронежской антеклизы // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2013. № 2 (22). С. 20-25
16. Муравина О.М., Пономаренко И.А., Минц М.В. Применение метода группового учета аргументов для анализа петрофизических данных// Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2021. № 3 (51). С. 5-15.
17. Муравина О.М., Чернышова М.Н., Жаворонкин В.И. Идентификационный анализ ультрамафит-мафитовых интрузий мамонского комплекса Воронежского кристаллического массива // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2019. № 3 (43). С. 88-98.
18. Муравина О.М., Чернышова М.Н., Жаворонкин В.И. Идентификация интрузий мамонского комплекса по комплексу петрофизических параметров Методом группового учета аргументов // Материалы 47-й сессии Международного научного семинара Д. Г. Успенского - В. Н. Страхова. Воронеж. 2020. С. 215-217.
19. Dolgal A.S., Muravina O.M, Hristenko L.A. The reduction of the magnetic field within development areas of the plateaubasalts // Geoinformatics 2017. 15–17 May 2017, Kiev, Ukraine. 11143_ENG. Электронная публикация (CD).
20. Муравина О.М., Долгаль А.С., Пономаренко И.А. Применение статистических методов для учета влияния рельефа местности при проведении аэромагнитных съемок // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2020. № 2. С. 69-75.
21. Долгаль А.С., Криволицкая Н.А., Муравина О.М., Пономаренко И.А. Учет влияния рельефа земной поверхности при аэромагнитной съемке в пределах больших магматических провинций // Геофизика. 2020. № 4. С. 2-8.
22. Муравина О.М., Долгаль А.С., Пономаренко И.А. Применение статистических методов для учета влияния рельефа местности при проведении аэромагнитных съемок //

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2020. № 2. С. 69-75.

23. Муравина О.М., Пономаренко И.А. Оптимизация идентификационного моделирования в стохастическом способе учета рельефа местности при интерпретации аэромагниторазведки // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2021. № 3 (51). С. 16-22.

24. Аузин А.А., Муравина О.М., Устименко Ю.А., М.А. Хеляль. Результаты статистической оценки данных гидрогеолого-геофизических исследований при экологической оценке эксплуатирующегося водозабора // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2018. № 2. С. 132-135. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology.2018.2/1553>

25. Глазнев В.Н., Муравина О.М., Якуба И.А. Региональное прогнозирование месторождений урана на территории республики Нигер // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2022. № 1 (53). С. 32-45.

26. Муравина О.М., Долгаль А.С., Аузин А.А. и др. Сферы применения современных статистических методов обработки геофизической информации // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2019. № 4. С. 79-84. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology.2019.4/2699>

УДК: 531.01+538.4+550.3+551.5

Триггеры опасных явлений природы, причины образования и механизмы функционирования сейсмических гвоздей

В.Л. Натяганов

tenzor-home@yandex.ru

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Аннотация. Рассматриваются сейсмические “гвозди” – локализованные геофизические структуры субвертикального распределения гипоцентров землетрясений. На основе доступных данных о координатах сейсмогвоздей и времени их образования проведен глобальный пространственно-временной анализ по выявлению корреляций этих характеристик сейсмогвоздей с критическими параллелями планеты и особыми астрономическими конфигурациями в Солнечной системе, которые характеризуются ростом опасных явлений природы различных геофизических типов. Сформулирован вывод, что обнаруженные сейсмогвозди представляют собой специфическую форму локализованных каналов глубинной дегазации, которая усиливается в общепланетарном масштабе при реализации таких астрономических конфигураций и геомагнитных толчках, особенно в ослабленных земных недрах вблизи критических параллелей.

Annotation. Seismic “nails” are considered – localized geophysical structures of the subvertical distribution of earthquake hypocenters. On the basis of available data on the coordinates of seismic “nails” and the time of their formation, a global space-time analysis was carried out to identify correlations of these characteristics of seismic “nails” with critical parallels of the planet and special astronomical configurations in the Solar System, which are characterized by an increase in natural hazards of various geophysical types. The conclusion is formulated that the detected seismic “nails” represent a specific form of localized channels of deep degassing, which increases on a planetary scale when such astronomical configurations and geomagnetic jolts are realized, especially in weakened Earth's interior near critical parallels.

1. Введение. В работах [1-3] рассмотрены признаки и свойства сейсмических «гвоздей» (далее сейсмогвозди), которые представляют собой субвертикальные скопления гипоцентров относительно слабых землетрясений, расположенных на глубинах до 90 км с эпицентральной проекцией диаметром в 5-10 км и аномально малым временем формирования таких масштабных геофизических структур.

В [1] для обнаруженных сейсмогвоздей проведен региональный пространственно-временной анализ с учетом границ литосферных плит и глубоководных желобов; а также сделан вывод, что образование сейсмогвоздей происходит практически сразу во всем интервале глубин, а вероятной причиной этого являются глубинные флюиды. В [3] считается, что основным компонентом таких флюидов мантийного происхождения является водород с примесью гелия, что согласуется с результатами обобщающих работ [4, 5], а в [6] на основе спирального решения уравнения теплопроводности в режиме с обострением предложена тепловая макромодель формирования сейсмогвоздей в виде длинного и тонкого конуса.

В данной работе основное внимание уделяется глобальному пространственно-временному анализу причин формирования сейсмогвоздей как частному примеру проявления “современной активизации планеты” [7], которая сказывается в росте числа и энергетики опасных явлений природы (ОЯП) различных геофизических типов при заметном расширении географии их проявлений.

2. Триггерные факторы провоцирования опасных явлений природы. К таким краткосрочным триггерам для землетрясений или вулканических извержений относятся геоэффективные явления на Солнце типа вспышек или корональных выбросов массы, которые по эмпирической схеме краткосрочного прогноза [8] запускают вдоль

сейсмомагнитных меридианов цепочки этих ОЯП в уже подготовленных земных недрах, находящихся в предсбросовом напряженно-деформационном состоянии (НДС). В [8] была получена простая формула для наиболее вероятных дат d_* реализации сильных землетрясений

$$d_* = d_s + (7k + 27n) \pm 2, \quad k = 1 \vee 2 \vee 3, \quad (1)$$

где d_s – дата геоэффективных событий на Солнце, n – число Кэррингтоновых циклов обычно равно 0, но для глубокофокусных землетрясений иногда $n = 1$. По статистике для землетрясений с магнитудой $M \geq 6$ в формуле (1) обычно реализуется 2-х или 3-хнедельная гармоника ($k = 2 \vee 3$), а для относительно слабых землетрясений с $M < 5$, а также для аварий со взрывами газа на шахтах часто $k = 1$.

Эти гармоники идеально коррелируют с известными фактами: во время особых фаз Луны (ново- и полнолуний) притяжение Солнца увеличивает эксцентриситет лунной орбиты, а период и полупериод таких лунных вариаций равен 14,7 и 7,35 суток. К этим и кратным им гармоникам близки периоды приливно-гравитационных вариаций (13,6 и 27,2 суток – половина и полный сидерический месяц) в системе трех тел: Солнце, Земля и Луна.

Эти астрономические данные нашли свое отражение в формуле (1) и статистически подтверждаются для землетрясений и вулканических извержений (см. гистограммы в [7], где виден рост до 270-300% этих ОЯП от средних значений вблизи ново- и полнолуний), а также для серьезных аварий со взрывами газа на шахтах (соответствующий материал будет представлен в докладе).

Изменения взаимного расположения тел в Солнечной системе через возмущения гравитационных воздействий модулируют усиление глубинной дегазации Земли. Такие дегазационные потоки восстановленных газов (главным образом водорода) окисляются в верхней мантии и нижней литосфере с выделением тепла и воды, что приводит к изменению НДС земных недр, плавлению глубинного вещества и планетарному усилению сейсмической активности и вулканизму – наиболее опасной форме дегазации Земли [5].

На качественном уровне изменения НДС земных недр следуют из теоретического анализа задачи по определению деформаций однородного шара радиуса R под действием собственного гравитационного поля. Решение уравнений теории упругости в форме Ламе приводит для радиальных перемещений к простой формуле:

$$u_r = \frac{-\rho g R (1-2\nu)(1+\nu)}{10E(1-\nu)} r \left(\frac{3-\nu}{1+\nu} - \frac{r^2}{R^2} \right),$$

где ρ, ν, E, g – постоянные плотность, коэффициент Пуассона, модуль упругости Юнга и ускорение силы тяжести при $r = R$. Из этой формулы следует, что внутри сферы радиуса $r_* = R\sqrt{(3-\nu)/3(1+\nu)}$ вещество шара сжато, а вне ее растянуто.

Теоретические попытки учета воздействий со стороны Луны и Солнца для земного шара даже сферически слоистого строения уже предпринимались, однако к правдоподобным результатам не привели, т.к. зависимости ρ, ν, E и других параметров от радиус-вектора во всем диапазоне $0 < r < R$ априори неизвестны; а поэтому такие обратные геофизические задачи математически некорректны и могут иметь неединственное или неустойчивые к малым возмущениям решения.

Известно два приемлемых выхода из этого теоретического тупика: первый основан на разработанном в [9] статистическом методе изучения влияния твердотельного земного прилива на региональную сейсмичность с использованием каталогов землетрясений и вероятностного определения коэффициента Лодэ-Надаи, который при положительных значениях (от 0 до 1) соответствует различным вариантам трехостного сжатия, для отрицательных (от -1 до 0) – трехостного растяжения, а 0 отвечает чистому сдвигу.

Второй способ основан на анализе особых астрономических конфигураций (ОАК) в Солнечной системе [10] и должен проводиться в специальных пространственно-временных

системах отсчета, связанных с астрономическими особенностями взаиморасположения Земли в особых точках ее орбиты (по линиям апсид, солнцестояний и равноденствий) и соответствующей планеты: Венерой, Марсом или Юпитером, когда Земля, Солнце и соответствующая планета практически располагаются на одной прямой.

Подобные ОАК с начала XX века случались по 6 раз с Венерой (1908, 1912, 1916, 1920, 1924 и 1956 гг.) и Юпитером (1913, 1919, 1960, 1969, 1996 и 2002 гг.); вблизи этих лет произошли и Великие противостояния с Марсом (1909, 1924, 1956 и 2003 гг.), когда его расстояние до Земли сокращается в 7 раз за счет сильной эллиптичности его орбиты. Обычно ОАК сопровождаются интенсификацией ОЯП различных геофизических типов (некоторые характерные примеры приведены в [7]); поэтому такие ОАК в Солнечной системе (\pm год) можно отнести к долгосрочным триггерам ОЯП.

К подобным долгосрочным триггерным ОАК следует отнести и ситуации, когда центр масс (барицентр) Солнечной системы (\pm 2года) выходит за пределы Солнца, что соответствует наибольшему диссонансу (асимметрии) в Солнечной системе. Такие ОАК были в 1901, 1932, 1970 и 2011 гг., примерно повторяясь через 30-40 лет. Наиболее неординарные примеры катастрофических ОЯП произошли в 1932 и 2011 гг. Без видимых триггерных причин (близких или сильных, но удаленных землетрясений) 18.04.1932 г. произошло внезапное пробуждение сразу 25 вулканов вдоль побережья Чили. У берегов Японии 11.03.2011 случилось цунамигенное землетрясение Тохоку с $M = 9$, которое по принципу “домино” вызвало природно-техногенную катастрофу на АЭС Фукусима. А за три месяца до этого (в середине декабря 2010 г.) в Северном полушарии наблюдались небывалые “климатические качели”: центральные штаты США и Южная Европа замерзли при -10°C , тогда как на “полюсе холода” в Оймяконе было необычно тепло (в декабре температура была выше средней на $12-15^{\circ}$, а 11.12 был побит абсолютный рекорд в -8°C).

Вторым возмутителем квазипериодичности в Солнечной системе является Марс, когда в годы Великих противостояний его гравитационное воздействие на Землю возрастает в 50 раз и становится триггером для ОЯП. Это в 2003 г. откликнулось на Земле ростом ОЯП различных типов в 2.5-3 раза [11], включая рекордную серию из 400 торнадо (треть среднегодовой нормы), которые 1-10 мая бушевали в 20 штатах США.

Высвобождение энергии, накопленной за время приближения Марса, продолжалось еще 2 года в виде мощных ураганов 2004-2005 гг., многие из которых сопровождались генерацией рекордного числа так называемых ураганных торнадо, обычно возникающих на периферии или в «глазе» урагана, включая абсолютный рекорд – ураган Ivan (127 торнадо, сентябрь 2004 г.) и печально известную Katrina (58 торнадо, август 2005 г.). Накопление и последующая релаксация тектонической энергии (в [11] приведены конкретные примеры) происходит медленнее, чем затухает гидрометеорологическая активность в более подвижных геосферных оболочках планеты: гидросфере и атмосфере.

Пространственную привязку для различных типов ОЯП дают критические параллели планеты: 0° – экватор, $\pm 19^{\circ}$, $\pm 35^{\circ}$, $\pm 48^{\circ}$, $\pm 62^{\circ}$, которые являются динамически наиболее восприимчивыми к изменениям угловой скорости вращения Земли и по модели геоида как интегрально несжимаемого эллипсоида [12] обладают различными экстремальными свойствами. Статистически выявлены абсолютные максимумы для сильных землетрясений вблизи критических широт $\pm 35^{\circ}$ и вулканических извержений вблизи экватора, а также локальные максимумы этих ОЯП вдоль других критических широт. Ряд исследователей к этим широтам добавляют параллели в 45° , 55° и 65° , которые лучше наблюдаются в северном полушарии.

Триггеры электромагнитной природы для ОЯП могут быть как внешними и краткосрочными (геоэффективные явления на Солнце), так и внутренними и среднесрочными в виде геомагнитных толчков – достаточно резких изменений магнитного поля Земли, которое генерируется электротоками в жидком ядре планеты. Геомагнитные толчки были зафиксированы в 1901, 1909, 1913, 1925, 1969, 1978, 1992, 1999 гг. и летом 2004 г. после серии рекордных по мощности ГМБ и за полгода до катастрофического

землетрясения на Суматре с генерацией цунами планетарного масштаба [7]. В [13] конспективно рассмотрены многие триггерные факторы, но основное внимание уделено анализу краткосрочных и локальных триггерных механизмов провоцирования сейсмовулканической активности за счет серьезных перепадов давления в мощных циклонах, тайфунах или ураганах.

3. Сейсмогвозди как локальные каналы усиления глубинной дегазации.

Анализируя пространственно-временные характеристики [1,2] сейсмогвоздей, можно сделать вывод, что фактически все они попадают на критические параллели планеты, а по времени возникновения многие коррелируют с глобальными триггерами типа ОАК и геомагнитными толчками. Участвовавшие со второй половины прошлого века геомагнитные толчки свидетельствуют об активизации глубинных недр нашей планеты - жидкого ядра, где и происходит генерация геомагнитного поля. Понятно, что подобная активизация природных процессов тем более должна наблюдаться и в более верхних геосферных оболочках планеты: атмосфере, гидросфере и литосфере.

Вариации угловой скорости собственного вращения Земли и, в меньшей степени, при ее обращении по орбите вокруг Солнца приводят к знакопеременной квазипериодической добавке к основному полю тектонических напряжений [9]. Это может служить причиной расслоенности и ослабления земных недр вблизи критических параллелей планеты [12], а также быть триггером для землетрясений и вулканических извержений. О подобных возможных явлениях в геофизике писал еще Д.И. Мушкетов (1933 г.): "...нельзя забывать ...об 'усталости' материалов, хорошо известной в технике и происходящей именно в результате малых, но длительных и многочисленных напряжений".

Поэтому сейсмогвозди могут являться специфической формой проявления глобальной активизации глубинных процессов с локальным усилением дегазации [3-5,14], которая сопровождается ростом числа землетрясений на определенных глубинах за счет резкого изменения (по геологическим временам) фазового состояния как всплывающих глубинных флюидов (с водородно-гелиевого на газо-паро-водяное), так и геохимического состава вмещающей геосреды [14].

В дополнение к тепловой модели формирования сейсмогвоздей [6] разработаны 3 гидродинамические модели их функционирования, основанные на теории электровихревых течений [15]: первая – для конической формы сейсмогвоздей, а две другие для квазицилиндрической формы с использованием решений в виде циркуляционных потоков или течений с винтовой завихренностью.

Краткое изложение этих моделей будет представлено в докладе.

Список литературы

1. Вадковский В.Н. Субвертикальные скопления гипоцентров землетрясений – сейсмические "гвозди" // Вестник ОНЗ РАН. 2012. Т. 4. NZ1001.
2. Захаров В.С., Карпенко, Завьялов С.П. Особенности сейсмических "гвоздей" в разных геодинамических обстановках // Вестник МГУ. сер. 4. Геология. 2013. № 1, С. 11-18.
3. Гуфельд И.Л., Новоселов О.Н. Сейсмический процесс в зоне субдукции. Мониторинг фонового режима. М.: ФГБОУ ВПО МГУЛ. 2014. 100с.
4. Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Смирновский сборник – 99. М. 1999. С. 63-98.
5. Сывороткин В.Л. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: Геоинформцентр. 2002. 250с.
6. Натяганов В.Л. Возможные механизмы формирования "сейсмических гвоздей". Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. СПб.: ВСЕГЕИ. 2022. С. 192-196.
7. Натяганов В. Л., Скобенникова Ю. Д., Федоров В. М. Современная активизация планеты: возможные причины и следствия. Десятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН. 2019. С. 186-189.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

8. Дода Л.Н., Натяганов В.Л., Степанов И.В. Эмпирическая схема краткосрочного прогноза землетрясений // Доклады Академии Наук, 2013. Т. 453. N 5. С. 551-557.
9. Николаев В.А. Исследование напряженного состояния литосферы на основе анализа связей земных приливов и сейсмичности. М.: Анахартис. 2003. 236с.
10. Федоров В. М. Гравитационные факторы и астрономическая хронология геосферных процессов. М.: Изд-во МГУ. 2000. С. 368.
11. Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа. М.: Научный мир. 2009. 520с.
12. Стовас М. В. Избранные труды. М.: Недра. 1975. 155с.
13. Натяганов В. Л., Скобенникова Ю. Д. Триггерные факторы и механизмы провоцирования сейсмovolканической активности // Вестник МГУ. Сер. 1. Математика.Механика. 2022. № 2.С. 35-39.
14. Флюиды и геодинамика / Мат-лы Всерос. симпозиума “Глубинные флюиды и геодинамика”. М.: Наука. 2006. 283с.
15. Электровихревые течения / Под ред. Щербинина Э.В. Рига: Зинатне, 1985. 315с.

УДК 550.8.052

Прогнозирование магнитных вариаций методами машинного обучения

П.Н. Новикова

polinagfz@gmail.com

Горный институт УрО РАН, г. Пермь, Россия

A hybrid machine learning algorithm is considered that models the rare component property of magnetic variations. The use of linear regression algorithms and decision trees ensembles for for this problem is shown. Predicting results of magnetic variations measured by the Magadan observatory is introduced.

Анализ поведения магнитных вариаций является важной задачей, позволяющей иметь представление о повторяемости и характерных особенностях возмущений магнитного поля. Изучение магнитных вариаций возможно машинными методами исследования временных рядов, т.е. данных, изменяющихся с течением времени. В данной статье рассмотрим задачу предсказания будущих магнитных вариаций на основе прошлых измерений. За основу взята классическая модель разложения данных на отдельные составляющие: тренд, сезонная, циклическая и остаточная компоненты. Сезонная компонента описывает некоторые периодические колебания. Магнитные вариации в данной терминологии включают в себя несколько периодических невозмущенных компонент, наиболее значимой из которых являются суточные вариации [2, 3]. Циклическая компонента будет описывать повторяющиеся закономерности, не имеющие фиксированного периода, в отличие от сезонной компоненты, часто имеющие нелинейный характер. Остаточная компонента связана с некоторой высокочастотной составляющей магнитных данных. Исходя из предложенного разложения, был построена гибридная модель машинного обучения, последовательно приближающая каждую компоненту. Методы, используемые в предложенной модели для выявления основных закономерностей, используют алгоритмы линейной регрессии и ансамбля деревьев решений.

Реализация алгоритма моделирования магнитных вариаций проводилась в Jupyter notebook на языке программирования Python с использованием основных библиотек pandas, numpy и scikit-learn [1, 4]. Для обучения представленной модели были выбраны среднечасовые вариации магнитного поля, измеренные обсерваторией г. Магадан в 2014 г. Для предсказания был выбран период данных первой недели 2015 г. (рис. 2, А), который проверялся по тестовому набору вариаций той же обсерватории.

Необходимым этапом анализа обучающей выборки является очистка данных, при которой удаляются выбросы - точки, значительно превышающие средние амплитуды колебаний вариаций. Для этого использовался метод автоматического поиска аномалий Isolation Forest Tree [5, 6], который на основе кластеризации данных выявляет изолированные точки и малые группы данных. В представленном наборе данных для устойчивого определения фоновой компоненты достаточно убрать 2-4% выбросов. Тестовый набор данных этап очистки не проходил.

Трендовая компонента вычислялась при помощи линейной регрессии, экспериментально определен полином 2 порядка (рис. 2, А).

Исходя из построенной периодограммы Фурье (рис. 1), наиболее ярко выявляется суточная периодичность в данных. Также можно выделить 2-недельную, месячную, собственно сезонную и годовую компоненты, а также периодические составляющие менее суток, которые соответствуют характерным точкам солнечно-суточных вариаций. Таким образом, сезонная компонента вычислялась с использованием метода LinearRegression библиотеки scikit-learn, а в качестве признаков данная модель использовала информацию о периодичности годовых магнитных вариаций. Выбранная линейная модель показывает гладкую суточную компоненту (рис. 2, Б).

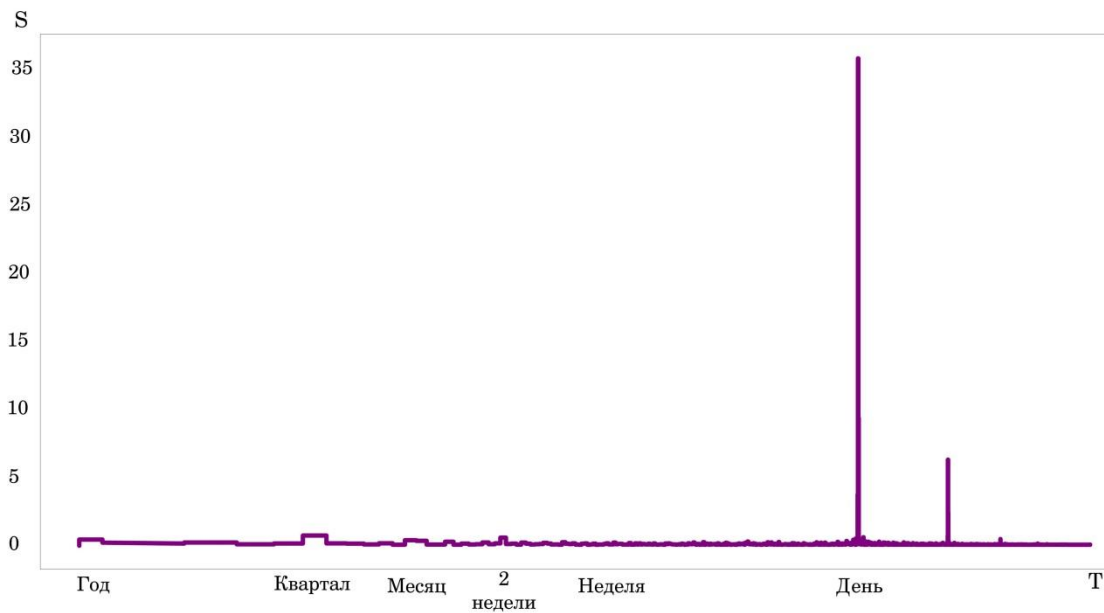


Рис. 1. Периодограмма Фурье для годовых магнитных вариаций

Следующий этап моделирования связан с выявлением некоторых повторяющихся компонент: контрольная периодограмма данных после вычета трендовой и сезонной компоненты показывает, что такие характеристики остались в основном в суточном периоде. Моделью для циклической компоненты послужил метод ансамбля деревьев решений XGBRegressor, использующий градиентный спуск. В качестве обучающих признаков были использованы: серии запаздывающих значений (в данном случае, коэффициент корреляции показывает наибольшую зависимость данных от двух соседних значений); данные по суточному размаху данных и полиномиальному тренду размаха; производная первого порядка и ее серии запаздываний, сдвинутые на 24 часа; скользящее среднее, вычисленное в суточном окне. Стоит отметить, что в зависимости от выбранного горизонта предсказания, отрезок сдвига данных будет отличаться. В нашем случае, наиболее подходящим является суточный промежуток, т.к. необходимо смоделировать поведения магнитных вариаций на будущую неделю. Циклическая компонента (рис. 2, В) демонстрирует возможности корректировки суточных пиковых значений, которые являются «плавающими», т.е. строго не привязаны к определенному часу. Также можно заметить выявление короткопериодных вариаций: малоамплитудных (несколько нТл) и резких пиковых (несколько десятков нТл).

Остаточная компонента также моделировалась при помощи XGBRegressor (рис. 2, В).

Для предсказания магнитных вариаций суммировались прогнозы четырех моделей (рис. 2, Г). Сравнивая вычисленные прогнозные значения и реально измеренные магнитные вариации, наблюдаем общую сходимость данных, за исключением резкого выброса в несколько десятков нТл. Среднеквадратическая погрешность прогноза составила порядка 9 нТл.

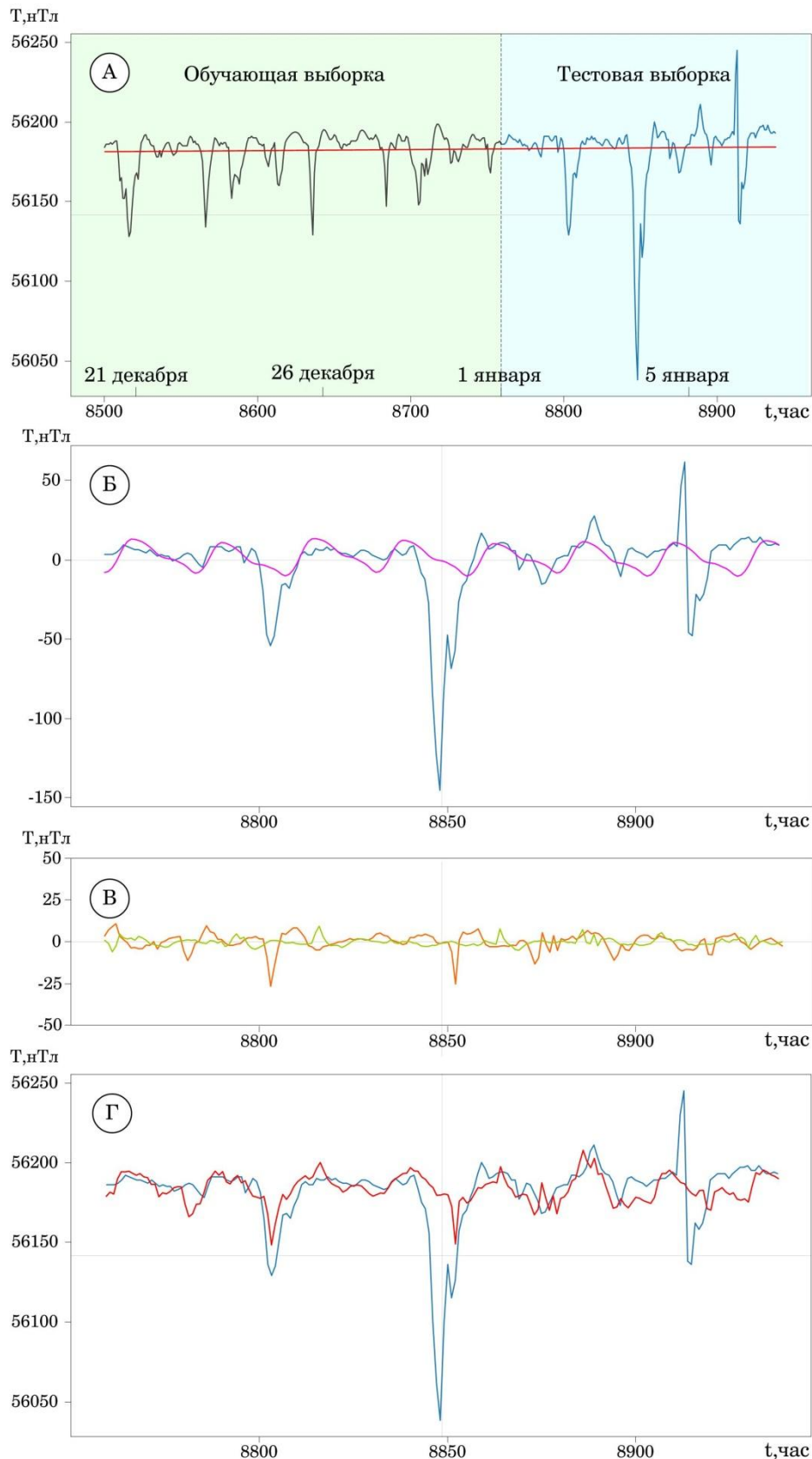


Рис. 2. Этапы моделирования и прогнозирования магнитных вариаций на неделю вперед: А – часть обучающей выборки (черная линия) и тестовая выборка (синяя линия), трендовая компонента для всей выборки (красная линия); Б – компонента после вычитания тренда (синяя линия) и сезонная компонента (фиолетовая линия); В – циклическая (оранжевая линия) и остаточная (зеленая линия) компоненты; Г – тестовая выборка (синяя линия) и прогнозные магнитные вариации (красная линия).

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Представленная гибридная модель показывает наиболее вероятное поведение магнитных вариаций, не учитывая резких изменений значений магнитного поля. Наиболее устойчивым является определение среднесуточных вариаций. Циклическая компонента выявляет короткопериодные колебания, но не достаточно устойчиво. В целом, данную модель можно использовать для автоматического выявления магнитных бурь, считая прогнозные значения нормальными, а любые резко отличающиеся от нее – аномальными. Прогнозирование данных магнитных вариаций может иметь важное прикладное значение для геолого-геофизических исследований отдаленных территорий с невозможностью регистрации магнитных вариаций на основе измерений близких магнитных обсерваторий.

Список литературы

1. Бринк Хенрик, Ричардс Джозеф, Феверолф Марк. Машинное обучение. Спб.: Питер. 2017. 336 с.
2. Гвишиани А.Д., Лукьянова Р.Ю., Соловьёв А.А. Геомагнетизм: от ядра Земли до Солнца – М.: РАН, 2019 г., 186 с. ISBN: 978-5-907036-43-7
3. Магниторазведка: Справочник геофизика. / Под ред. Б.Е. Никитского, Ю.С. Глебовского. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра. 1990
4. Python и машинное обучение: машинное и глубокое обучение с использованием Python, scikit-learn и TensorFlow 2, 3-е изд.: Пер. с англ. - СПб. : ООО "Диалектика", 2020. - 848 с.
5. Hawkins D. M., Identification of Outliers, vol. 11, Springer, Berlin, Germany, 1980.
6. Liu, Fei Tony, Kai Ming Ting, and Zhi-Hua Zhou. "Isolation forest." Data Mining, 2008. ICDM'08. Eighth IEEE International Conference on. IEEE, 2008.

УДК 550.8.053

**Геофизические характеристики малоглубинных интрузий
в золоторудных узлах юга Дальнего Востока России**

М.Ю. Носырев¹, А.Н. Диденко^{2,1}, Г.З. Гильманова¹

ns041ck@yandex.ru

1 - Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

2 - Геологический институт РАН, Москва, Россия

It has been studied geophysical data for range of gold fields at the south part of Russian Far East. On the base of modelling the gravity and magnetic fields it was revealed that beneath gold fields within the depth interval about 2-8 km certain physical inhomogeneities may be delineated. Based on density and magnetic susceptibility these anomalous bodies may be interpreted as intrusions of wide range from granite to gabbro. For instance, deep geophysical models for six gold deposits are considered. These intrusions to be supposed were playing significant role in ore forming process, localization of gold mineralization, hydrothermal alterations of rocks. Such intrusions are important factor to determine direction of exploration work at gold fields.

Анализ существующих моделей глубинного строения для различных металлогенических таксонов позволяет выделить ряд уровней в земной коре и верхней мантии, где имеют место физические неоднородности, с которыми пространственно и/или генетически связывается наличие эндогенной минерализации. Один из них – это граница Мохо с ее морфологическими особенностями, ниже которой выделяются плотностные и скоростные верхнемантийные неоднородности. В ряде случаев, но значительно реже, отмечается наличие границ в нижней части земной коры. С этим верхнемантийным-нижнекоревым уровнем сопоставляются металлогенические зоны и рудные районы. Второй глубинный уровень выделяемых физических неоднородностей, с которыми связываются рудные районы, узлы, редко рудные поля, составляет 8-20 км. Неоднородности обоих уровней интерпретируются чаще всего как структурно-вещественные неоднородности, возникшие вследствие магматических процессов (палеомагматические очаги, крупные батолитоподобные интрузии, проницаемые для флюидов зоны в земной коре). С точки зрения геофизических полей речь идет об отрицательных и реже положительных гравитационных аномалиях, градиентных зонах между ними. Например, для золоторудных районов юга Дальнего Востока это, как правило, гравитационные минимумы, с краевыми частями которых часто пространственно ассоциируются золоторудные районы и узлы, а с центральными частями – оловорудные.

Наиболее детально в связи с рудоносностью разработаны модели самой верхней части земной коры (до 500-1000 м), которые определяют связь физических неоднородностей с минерализованными зонами месторождений, рудными телами. Это обусловлено очевидной причинами – высокой изученностью данного уровня геолого-геофизическими исследованиями. При этом очень часто из рассмотрения выпадает интервал глубин земной коры примерно от 2 до 6-8 км. В определенной мере это связано с недостаточной изученностью этого интервала геофизическими методами, хотя многочисленные геологические данные указывают на важное значение магматических образований этих глубин для формирования гидротермальной минерализации, в том числе и месторождений золота. Во всех существующих геологических моделях мезо- и эпитептермального золотого оруденения интрузивным телам этого уровня придается важная роль, они являются основой для анализа рудного процесса, метасоматической зональности, особенностей локализации оруденения.

В настоящем докладе разобран вопрос о наличии в пределах нескольких золоторудных узлов Приамурья физических неоднородностей, локализованных в интервале глубин примерно 2-8 км, которые возможно интерпретировать как интрузии. Решение этой задачи зависит в значительной степени от геофизической изученности рудных полей. В этом

отношении наиболее благоприятная ситуация наблюдается с магниторазведкой; практически все золоторудные поля юга Дальнего Востока покрыты аэрогеофизической съемкой масштабов 1:50000 и крупнее, что обеспечивает возможность глубинного моделирования на больших площадях. Часть золоторудных узлов изучена гравиметрией масштаба 1:50000 и это дает хорошую основу для плотностного моделирования верхней части земной коры. При наличии гравиметрической съемки только масштаба 1:200000 изучение на ее основе плотностных неоднородностей небольших размеров в интервале глубин до 8 км затруднительно. Профильной сейсморазведки или глубинной электроразведки через золоторудные узлы Приамурья нет.

В качестве первоочередных объектов изучения нами выбраны золоторудные площади и месторождения, где имеются гравиметрические материалы крупного масштаба. Для данных площадей с помощью программных комплексов Zond GM2D и Коскад-3Д было выполнено моделирование профилей эффективных плотности и намагниченности по отдельным профилям, пересекающим известные золоторудные месторождения:

- Бамское, расположено в краевой части локального минимума поля силы тяжести интенсивностью -4.5 мГл, вытянутого в СЗ направлении, имеющего размер 23×10 км. По результатам моделирования поля силы тяжести, данной аномалии отвечает тело пониженной плотности лополитообразной формы, основная часть которого расположена до глубины 4 км. Тело может соответствовать интрузии кварцевых сиенитов, перекрытой вулканогенными образованиями и лишь частично выходящей на поверхность. По результатам региональной гравиметрической съемки данная плотностная неоднородность не выделяется. На фоне диоритов с относительно повышенной магнитной восприимчивостью 800×10^{-5} СИ данная интрузия кварцевых сиенитов с магнитной восприимчивостью 150×10^{-5} СИ выделяется понижением интенсивности магнитного поля;

- Березитовое, занимает краевую часть регионального понижения поля силы тяжести. Здесь же по данным более детальной съемки на глубинах 2-6 км намечается область разуплотнения, которая может быть связана с интрузией гранитоидного ряда. Месторождение Березитовое расположено на северо-восточной периферии данной отрицательной аномалии поля силы тяжести. Возможная генетическая связь месторождения с данной интрузией не ясна, однако, принимая во внимание границы этого минимума, можно наметить новые прогнозные площади в этом рудном поле. В региональном поле силы тяжести данное понижение практически не выделяется, наблюдается только слабое осложнение изолиний;

- Покровское, в региональном плане пространственно расположено в зоне повышенного горизонтального градиента поля силы тяжести, но по данным детальной съемки к югу от месторождения фиксируется интенсивный минимум поля силы тяжести (до -14 мГл). По данным моделирования минимум может быть связан как с грабеном, выполненным вулканогенными породами со средневзвешенной плотностью 2.52 г/см³, так и с областью разуплотнения под ним на глубине 1.5-6 км, связанной интрузией/интрузиями гранитоидов. Собственно Покровское месторождение расположено к северу от интрузии гранитоидов на расстоянии 6 км и, вероятно, генетически связано с ней;

- Пионер, достаточно отчетливо ассоциирует с кольцевой положительной магнитной аномалией, которая связана с гранодиоритами Буриндинского комплекса. Однако одновременно с этим на глубине 1.5-2.0 км по данным гравитационного моделирования выделяется область повышенной плотности соразмерная с магнитной аномалией, которая может отвечать интрузии гранодиорит-диоритового состава находящейся на глубине. Собственно рудные зоны месторождения находятся над центральной частью данной области и в ряде случаев протягиваются за ее пределы. Результаты моделирования также указывают, что в рудном узле имеется еще несколько подобных областей повышенной плотности, которые могут представлять поисковый интерес;

- Нони, входящее в состав одноименного золоторудного поля пространственно отчетливо ассоциирует с изометричными положительными магнитной и гравитационной

аномалиями, занимая их периферическую область. По данным моделирования аномалии связаны с плотным магнитным телом, частично выходящим на поверхность и развитым до глубины 5 км. Прямые геологические наблюдения показывают, что данная неоднородность отвечает диоритовой или габбро-диоритовой интрузии, с которой может быть связано и формирование золотой минерализации;

- *Белая Гора*, расположено в Нижне-Амурском золоторудном районе характеризуется наличием под рудным полем достаточно хорошо проявленного тела повышенной плотности и электрического сопротивления, верхняя граница которого расположена на глубине 1.2-1.5 км (результаты моделирования М.Ю. Носырева по данным Геофизической экспедиции ПГО «Дальгеология» за 1984 г., фондовые материалы). Полагаем, что крупное плотное тело – это интрузия габбро-диоритового состава.

Проведенный обзор не охватывает всех месторождений золота Приамурья по причине отсутствия соответствующих геофизических материалов, но, тем не менее, по рассмотренным данным можно сделать следующие выводы.

1. Для всех рассмотренных месторождений золота гидротермального генезиса характерно наличие плотностных и магнитных неоднородностей, расположенных на глубине под рудным полем. Эти неоднородности скорее всего отвечают интрузивным телам и локализируются в интервале глубин 1-6 км.

2. Состав интрузий в данном случае может быть самым разным, от гранитов до габбро, и с учетом плотности вмещающей среды характеризоваться соответственно как отрицательными, так и положительными аномалиями поля силы тяжести. При моделировании тела интрузий могут отражаться как области разуплотнения или уплотнения. Это отличает данный уровень неоднородностей от неоднородностей более глубокого уровня, когда при обсуждении закономерностей локализации рудных районов речь практически всегда идет о минимумах поля силы тяжести.

3. Судя по результатам моделирования и имеющимся петрофизическим данным, магнитная восприимчивость интрузий в ряду гранит – габбро меняется от $150-300 \times 10^{-5}$ для гранитоидов до $900-1000 \times 10^{-5}$ для габбро и габбро-диоритов ед. СИ. В зависимости от соотношения с магнитными свойствами вмещающих пород в магнитном поле они могут отображаться как положительными, так и отрицательными аномалиями, или не проявляться вообще.

4. Приведенные нами примеры показывают, что нет определенной закономерности в расположении золоторудных месторождений относительно физических неоднородностей в интервале глубин 2-8 км. Они могут находиться как над центральными, так и над периферическими частями интрузий.

5. Выделение и изучение таких неоднородностей верхней части земной коры дает важный материал для понимания общих пространственных закономерностей локализации золотого оруденения и развития поисковых работ. С точки зрения соотношения данных интрузий с принятыми металлогеническими таксонами, можно сказать, что они определяют положение рудных полей и собственно месторождений.

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-17-00023). Базовое финансирование за счет субсидий на выполнение госзаданий ИТиГ ДВО РАН и ГИН РАН.

Волновая деформационная модель Земли

А.В. Овчаренко, С.В. Березина

Ark-Ovcharenko@yandex.ru

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Abstract. The global deformation model according to the proposed method is built in two stages. At the first stage, under the assumption of the wave nature of seismicity, a model of primary singular sources of the deformation process is built. To do this, the algorithm of direct location of the family of sources of deformation waves on the global seismic catalog or on the catalog of complex geodynamic indicators is used. At the second stage, based on the solution of the linear inverse problem, the family of singular sources is endowed with amplitude characteristics. For this, world directories of GPS/GNSS speeds are used, on the basis of which a linear inverse problem is set and solved. Thus, a family of primary singular sources of possible deformation fronts for the Earth was built. The bulk of these sources are concentrated inside the core ($R < 3000$ km, 93.7%). The use of inverse four-dimensional serifs for the found set of sources of primary singular deformations makes it possible to restore with good accuracy the original catalog of earthquakes in the earth's crust and upper mantle. Formulas are given for calculation of all elements of strain tensor and three main invariants of strain tensor. Described is a method of reducing the dimension of an inverse linear problem. The structure of the resulting solution is studied by calculating various elements of the dynamic strain tensor.

Keywords: Global deformation model, spherical deformation wave, singular source, inverse four-dimensional notch, Earth core, deformation tensor.

В работах [1, 2] был предложен и развит способ построения деформационных моделей для отдельных регионов Земли. Этот способ основан на использовании семейства *плоских* деформационных фронтов. Построение общей глобальной модели для всей Земли на основе плоских деформационных волн оказывается физически несостоятельным, поскольку источники плоских волн расположены на бесконечности, т.е. вне Земли. При создании глобальной модели требуется переходить от плоских к сферическим волнам. Хотя общая схема построения модели сферических деформационных волн при таком переходе сохраняется, однако, требуются иные алгоритмы решения обратной кинематической задачи, возрастает объем исходной и результирующей информации и усложняется нахождение амплитудных параметров модели. В работе [3] предложен эффективный алгоритм нахождения семейства источников сферических волн, который основан на решении обратной четырехмерной засечки. Применение этого алгоритма для глобального сейсмического каталога Земли позволило построить семейство сингулярных источников сферических волн, которое показано на рис. 1.

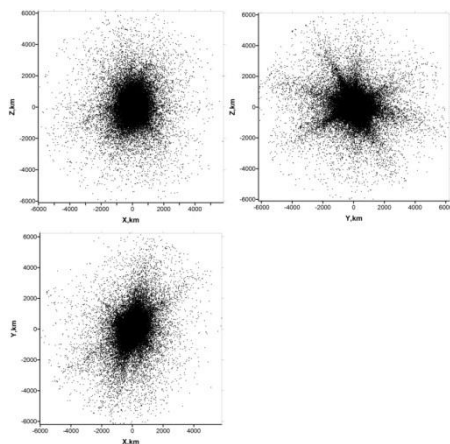


Рис. 1. Семейство сингулярных источников волнового деформационного процесса.

Проекция на плоскости XOZ, YOZ, XOY. Восстановлено алгоритмом четырехмерной обратной засечки по глобальному сейсмическому каталогу Земли [10]. © Овчаренко А.В., 2021

Это семейство насчитывает более 200000 источников. Это значит, что при решении задачи амплитудной калибровки модели потребуется решить систему линейных алгебраических уравнений такой же размерности, что возможно только с применением суперкомпьютеров. В настоящей работе эту проблему предлагается решить выделением из общей модели наиболее значимых источников, т.е.

строить первое приближение общей глобальной модели. Все источники были отсортированы по расстоянию от центра Земли и, затем, из них было выбрано 4070 источников наиболее близких к поверхности Земли. Дополнительно были отсеяны источники со временем активизации старше -10000 лет. При этом, в соответствие с формулами (Т2) мы считаем, что деформационные фронты таких источников практически полностью угасли.

Для семейства сферических волн с центрами активизации (x_0, y_0, z_0) скорость деформационного смещения $\vec{V}(V_x, V_y, V_z)$ можно представить формулами

$$\left. \begin{aligned} V_x &= \sum_{i=1}^n A_{0i} \frac{(x-x_{0i})}{R_{io}} \\ V_y &= \sum_{i=1}^n A_{0i} \frac{(y-y_{0i})}{R_{io}} \\ V_z &= \sum_{i=1}^n A_{0i} \frac{(z-z_{0i})}{R_{io}} \end{aligned} \right\}, \quad (1)$$

в которых A_{0i} неизвестные амплитудные параметры отдельных волн, $\{x_0, y_0, z_0, i = 1 \div n\}$ - центры возбуждения сферических волн; R -расстояние от центров возбуждения до точек наблюдения или расчёта (x, y, z) . Как видим, на основе (1) может быть поставлена линейная обратная задача для определения амплитудных параметров модели. При движении деформационного фронта его энергия распределяется по все большему объему. Этот объем при постоянной толщине фронта пропорционален поверхности сферы, т.е. квадрату расстояния от точки возбуждения. Поэтому в формулу (1) нужно внести детализацию по времени

$$\left. \begin{aligned} V_x &= \sum_{i=1}^n A_{0i} \cdot \frac{1}{(|\vec{V}| \cdot (t-t_0))^2} \cdot \frac{(x-x_{0i})}{R_{io}} \\ V_y &= \sum_{i=1}^n A_{0i} \cdot \frac{1}{(|\vec{V}| \cdot (t-t_0))^2} \cdot \frac{(y-y_{0i})}{R_{io}} \\ V_z &= \sum_{i=1}^n A_{0i} \cdot \frac{1}{(|\vec{V}| \cdot (t-t_0))^2} \cdot \frac{(z-z_{0i})}{R_{io}} \end{aligned} \right\}, \quad (2)$$

К настоящему времени накоплен большой объем информации, который можно использовать для решения задачи по нахождению амплитуд $\{A_{0i}, i = \overline{1, n}\}$. Это, в первую очередь, мониторинг скоростей движения станций глобальной сети GPS/GNSS (URL₁). Во вторую очередь, детальное спутниковое изучение формы геоида [9] В третью очередь, спутниковый мониторинг вариаций гравитационного поля [10] Обратная задача с использованием скоростей GNSS [12] решается на основе оптимизации сглаживающего функционала А.Н. Тихонова [6, 7, 8]

$$M^\alpha = \sum_{j=1}^m \left[\sum_{i=1}^n A_{0i} \cdot \frac{1}{(|V| \cdot (t-t_0))^2} \cdot \frac{(x-x_{0i})}{R_{io}} - V_{kj} \right]^2 + \alpha \Omega. \quad (3)$$

V_{kj} последовательно принимает значения V_{xj}, V_{yj}, V_{zj} . Стабилизирующий функционал Ω должен обеспечивать минимальную норму амплитуд деформационных фронтов. Однако, чтобы не занижать амплитуду древних фронтов, стабилизатор может быть представлен как

$$\Omega = \sum_{i=1}^n A_{0i}^2 \frac{1}{(t-t_0)^2}. \quad (4)$$

Минимум (3-4) достигается при условии

$$\left\{ \frac{\partial M^\alpha}{\partial A_{0i}} = 0, i = \overline{1, n} \right\}. \quad (5)$$

Система линейных алгебраических уравнений (5) может быть решена любым известным способом. Мы используем для этого процедуру DGELS из библиотеки [5], которая реализует алгоритм исключения Гаусса с двойной точностью для нормальных систем уравнений, представленных верхней треугольной матрицей. Выбор этой процедуры обусловлен экономией оперативной памяти компьютера почти в два раза, что позволяет решать большие системы уравнений. Выбор оптимального параметра регуляризации α выполняется стандартно по рекомендациям А.Н. Тихонова [6,7,8], после счета с набором различных α . В описанной выше последовательности построения модели подразумевается, что система уравнений (5) практически разрешима. Однако, общее количество сингулярных

источников (более 200 000) не позволяет это сделать без упрощений. Наиболее очевидным способом упрощения задачи является выделение априорно более значимых источников, т.е. наиболее приближенных к поверхности Земли, а также наиболее близких по времени возбуждения к актуальному времени. В общей модели, таким образом, было выделено 4070 сингулярных источников, для которых была построена и решена система уравнений (5). Отдельные амплитуды возбуждений сингулярных источников в полученном решении могут достигать первых километров. Эти амплитуды быстро затухающие во времени по закону (2). В совокупности фронты дают картину движений не только поверхности, но и глубин. Самые древние возбуждения 10000 лет до н.э., самые молодые 2021-2022 годов. На рисунке 2 показано распределение амплитуд во времени. В целом это картина случайного процесса с наиболее вероятными амплитудами менее 1 км. Точность подгонки модели по наблюдениям скоростей GNSS показана на рис. 3 и 4. Определение амплитуд возбуждения источников деформационных волн означает завершение создания модели. Имея такую, полностью определённую, модель, мы получаем возможность рассчитывать все элементы деформационного тензора, включая его инварианты. В таблице 1 приводятся сводка формул для расчёта различных элементов деформационного тензора и его инвариант, а также скоростей деформационных движений.

Таблица 1. Сводка формул для расчётов элементов деформационного тензора и дополнительных характеристик глобальной волновой модели

Элемент деформационного тензора	Формула	№ формулы
Смещения (u,v,w)	$u = \sum_{i=1}^n A_{0i} \cdot \frac{1}{ \vec{V} \cdot (t - t_0)} \cdot \frac{(x - x_{0i})}{R_{i0}}$ $v = \sum_{i=1}^n A_{0i} \cdot \frac{1}{ \vec{V} \cdot (t - t_0)} \cdot \frac{(y - y_{0i})}{R_{i0}}$ $w = \sum_{i=1}^n A_{0i} \cdot \frac{1}{ \vec{V} \cdot (t - t_0)} \cdot \frac{(z - z_{0i})}{R_{i0}}$	(T1)
Скорости деформационных смещений	$V_x = - \sum_{i=1}^n A_{0i} \cdot \frac{1}{(\vec{V} \cdot (t - t_0))^2} \cdot \frac{(x - x_{0i})}{R_{i0}}$ $V_y = - \sum_{i=1}^n A_{0i} \cdot \frac{1}{(\vec{V} \cdot (t - t_0))^2} \cdot \frac{(y - y_{0i})}{R_{i0}}$ $V_z = - \sum_{i=1}^n A_{0i} \cdot \frac{1}{(\vec{V} \cdot (t - t_0))^2} \cdot \frac{(z - z_{0i})}{R_{i0}}$	(T2)
Элементы тензора деформаций	$\left. \begin{aligned} e_x &= \frac{\partial u}{\partial x} \\ e_y &= \frac{\partial v}{\partial x} \\ e_z &= \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned} \right\} \left. \begin{aligned} \gamma_{xy} &= \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \\ \gamma_{yz} &= \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \\ \gamma_{zx} &= \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \end{aligned} \right\}$	(T3)
Первый инвариант	$E_1 = e_x + e_y + e_z$	(T4)
Второй инвариант	$E_2 = e_x e_y + e_y e_z + e_z e_x - 0.25(\gamma_{xy}^2 + \gamma_{yz}^2 + \gamma_{zx}^2)$	(T5)
Третий инвариант	$E_3 = e_x e_y e_z + 0.25(\gamma_{xy} \gamma_{yz} \gamma_{zx} - e_x \gamma_{yz}^2 + e_y \gamma_{zx}^2 + e_z \gamma_{xy}^2)$	(T6)

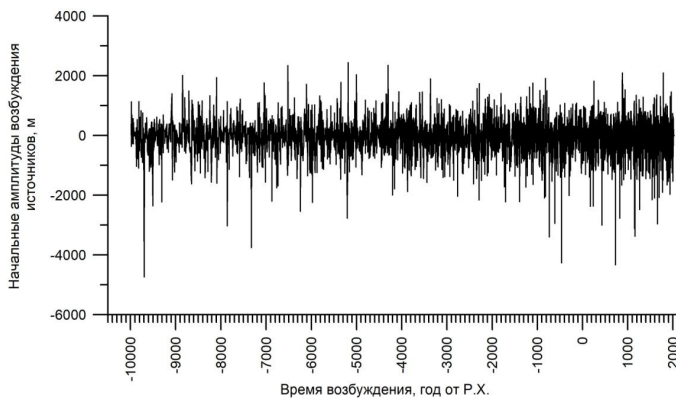


Рис. 2. Начальные амплитуды возбуждения сферических волн, найденные решением обратной линейной задачи

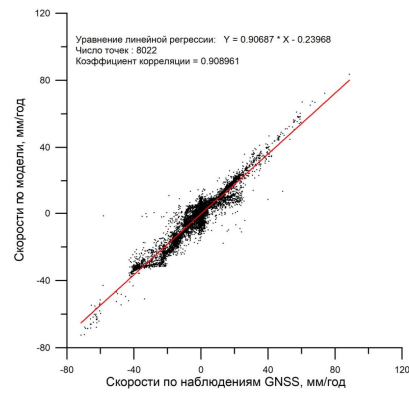


Рис. 3. Точность приближения наблюдаемых скоростей GNSS моделью сферических деформационных волн

Представление модели семейством источников, которые характеризуются координатами, временем и амплитудой возбуждения позволяет рассчитывать деформационный процесс всюду вне источников в любой момент времени. Наиболее удобными областями расчетов является поверхность Земли в проекции Меркатора, различные плоские сечения Земли и разнообразные объёмные области, например, эллипсоид с вырезом. Для удобства анализа такие сцены необходимо совмещать с географической информацией. На рисунке 4 даётся, рассчитанная по модели, карта векторов скоростей горизонтальных деформационных движений на поверхности Земного эллипсоида. На рисунке 5 приведена карта первой инварианты деформационного тензора на 2021 год. Модель позволяет рассчитать любые элементы динамического деформационного тензора в любых областях и на любое время, т.е. она является прогнозирующей. Время зависимая модель позволяет рассчитывать множество сцен на различные моменты времени и создавать по ним компьютерные фильмы процесса. Для автоматизации этого процесса создана специальная процедура. Расчет модели для отдельных регионов позволяет изучать процесс деформирования детально в пространстве и времени.

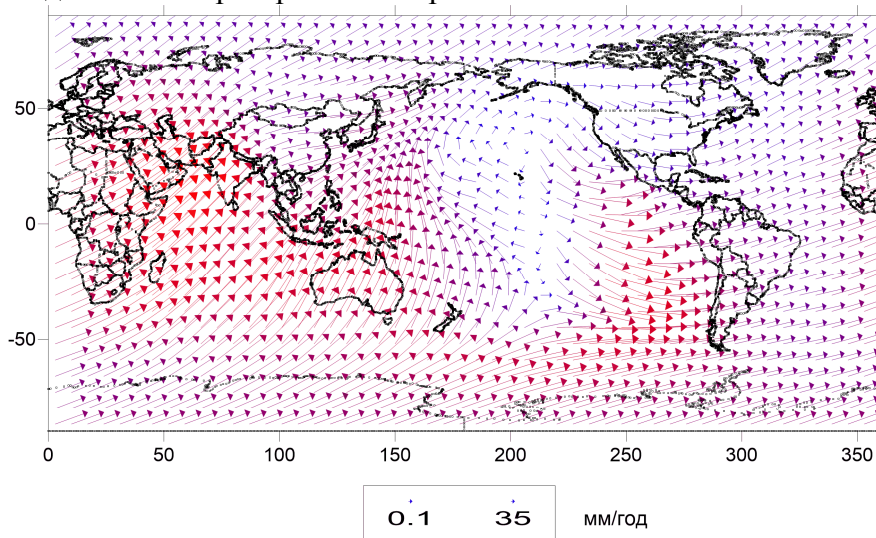


Рис. 4. Карта векторов скоростей горизонтальных движений поверхности эллипсоида, вычисленная по модели на 2021 год.

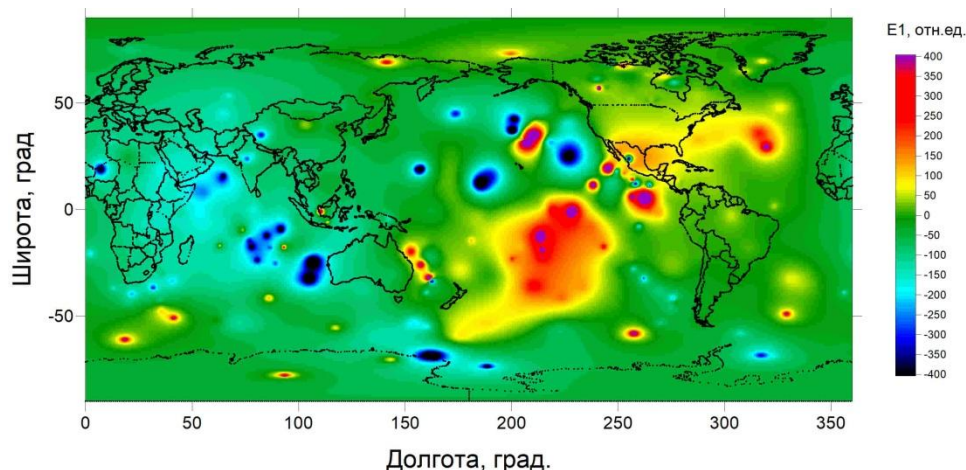


Рис. 5. Карта первого инварианта деформационного тензора (дилатация) вычисленная по модели на 2021 год.

Элементы деформационного смещения достигают в экваториальном сечении Земли величин: u - (+3, -3 м), v - (5, -1 м), w - (-1, -4 м). Векторы скоростей смещений на поверхности эллипсоида, в целом, хорошо соответствуют наблюдениям GNSS [12]. Несмотря на то, что полное решение задачи амплитудной калибровки модели требует применения суперкомпьютеров, получено упрощённое решение. Упрощённая модель позволяет оценить познавательный потенциал глобальной модели сферических волновых деформаций и выполнить разнообразные конкретные расчёты по поверхности и разрезам Земли. Модель позволяет изучать процесс деформирования по отдельным регионам. В этом случае отбор наиболее значимых источников следует выполнять конкретно для данного региона. При этом для амплитудной калибровки модели следует привлекать совместно в региональную сеть мониторинга GNSS более детальную информацию по мониторингу GNSS в данном регионе.

Работа выполнена по плану Института Геофизики УрО РАН № Rosrid.ru 122062200033-3.

Литература

1. Нусипов Е., Овчаренко А.В. Аппроксимационные динамические модели современного деформирования и сейсмичности земной коры Казахстана. Алма-Ата, «Ғылым», 2007, 220 с.
2. Овчаренко А.В. Анализ сейсмических каталогов с помощью модели сферических деформационных фронтов. Уральский геофизический вестник, №3, 2021, Екатеринбург, Институт геофизики УрО РАН, с. 26-37.
3. Овчаренко А.В. Локация источника сферических деформационных волн. Уральский геофизический вестник, №4, 2021, Екатеринбург, Институт геофизики УрО РАН, с. 44-50.
4. Овчаренко А.В. Создание и исследование аппроксимационной динамической модели деформирования земной коры Урала. ж. «Эко-потенциал», № 4 (23), 2018, с.
5. Сборник научных программ на фортране. Руководство для программиста. 2-Матричная алгебра и линейная алгебра. Пер. с англ., Москва, «Статистика», 1974, 224 с.
6. Тихонов А.Н. О решении некорректно поставленных задач. - Докл. АН СССР, 1963, 151, № 3, с.501-504.
7. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М., Наука, 1979, 285 с.
8. Тихонов А.Н. Математическая физика и автоматизация обработки наблюдений. В кн. Современные проблемы математической физики и вычислительной математики. М., Наука, 1982, с. 292-301.
9. URL=[WWW.GFZ- Potsdam.de/](http://WWW.GFZ-Potsdam.de/)- Модель геоида EGM2008.
10. URL=<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/> - Архивы сейсмологических каталогов NEIS геологической службы США.
11. URL= <https://theplotter.com/>- сервис проекта GRACE
12. URL= <https://sideshow.jpl.nasa.gov/>- GNSS Science Data

**К вопросу о геологической природе гравитационных и магнитных аномалий
Поволжского региона**

В.А. Огаджанов, Е.Н. Волкова, Е.Н. Жданова

ozhva@mail.ru, liza_jd@icloud.com

*Саратовский Национальный Исследовательский Университет имени Н.Г. Чернышевского,
Саратов, Российская Федерация*

Annotation

A comprehensive interpretation of gravity and magnetic anomalies on regional profiles within the Volga region has been carried out. Based on the analysis of petrophysical characteristics and calculations made on the anomalies of gravitational and magnetic fields, it was concluded that there are blocks of serpentized rocks in the earth's crust.

Введение

Поволжский регион находится в восточной части древней Восточно-Европейской платформы. Один из наиболее сложных и важных вопросов глубинного строения древних платформ - геологическая природа их неоднородностей.

Во многом сведения о геологической природе структурно-вещественных неоднородностей можно получить на основе комплексного анализа геофизических данных.

Гравитационные и магнитные аномалии отражают наиболее значимые особенности неоднородностей земной коры.

Метод

На основании изучения физических свойств горных пород востока Восточно-Европейской платформы и ее обрамления (Волго-Уральской антеклизы, Воронежского кристаллического массива, Кавказа, Урала) были определены основные аномалиеобразующие породы кристаллического фундамента [1].

Проведены анализ и обобщение данных о плотностях и магнитных свойствах горных пород по литературным и фондовым материалам. Физические свойства горных пород, слагающих кристаллическую кору, исследованы по материалам глубокого бурения на Волго-Уральской антеклизе, Воронежском кристаллическом массиве, а также в районах складчатых сооружениях Кавказа и Урала. Результаты обобщения данных о физических свойствах горных пород, выполненные по материалам их изучения в пределах Поволжского региона и его обрамления приведены в таблице 1.

Таблица №1

Физические свойства главных аномалиеобразующих пород кристаллического фундамента востока Восточно-Европейской платформы.
(В скобках показаны средние значения физических параметров)

Название пород и их комплексов	Плотность 10^3 кг/м^3	Магнитная восприимчивость 10^{-5} ед. СИ
Биотито-гранатовые, биотито-пироксеновые, биотито-роговообманковые, биотито-плагиоклазовые гнейсы и кристаллосланцы	2,70-2,90 (2,80)	300-1400 (850)
Граниты и плагиограниты с гранатитом	2,57-3,00 (2,80)	8-200 (100)
Сиениты	2,71	1300
Габбро-нориты и габбро-диабазы	2,70-3,00 (2,85)	5000-10000 (7500)
Серпентиниты	2,38-2,83 (2,60)	600-3000 (1800)

Посредством комплексного анализа и интерпретации гравитационных и магнитных полей региона выявлены аномалии, которые объясняются неоднородностями кристаллической коры, обладающими низкими значениями плотности и высокими значениями намагниченности.

Интерпретация аномалий потенциальных полей по региональным профилям на ряде участков востока Восточно-Европейской платформы позволила выделить парагенетически связанные гравитационные и магнитные аномалии, когда гравитационные минимумы в редукции Буге (Δg_B) соответствуют магнитным максимумам (ΔT) [2, 3].

Качественная интерпретация основывалась на исследовании амплитуд и морфологии гравитационных и магнитных аномалий, и их совместном анализе. Количественная интерпретация потенциальных полей заключалась в определении физических свойств и структуры комплексов пород кристаллического фундамента по профилям длиной не менее 200-300 км.

Примеры

По результатам интерпретации гравитационных аномалий установлено, что на фоне нормально уплотненных пород кристаллического фундамента предположительно метаморфического состава с плотностью $2,70-3,00 \cdot 10^3$ кг/м³ в нем присутствуют низкоплотные неоднородности, плотность которых составляет $2,55-2,65 \cdot 10^3$ кг/м³.

Сопоставление с данными магнитных съемок показывает, что в ряде случаев меньшим глубинам поверхности разуплотненного слоя, определенным по данным гравиразведки, соответствуют максимумы аномалий магнитного поля, а большим глубинам разуплотненного слоя соответственно минимальные значения аномалий магнитного поля. Был проведен расчет коэффициента корреляции между глубиной поверхности зоны разуплотнения, определенной по данным гравиразведки по профилю, приведенному на рисунке 1, и значением магнитного поля по профилю, приведенному на рисунке 2 [2].

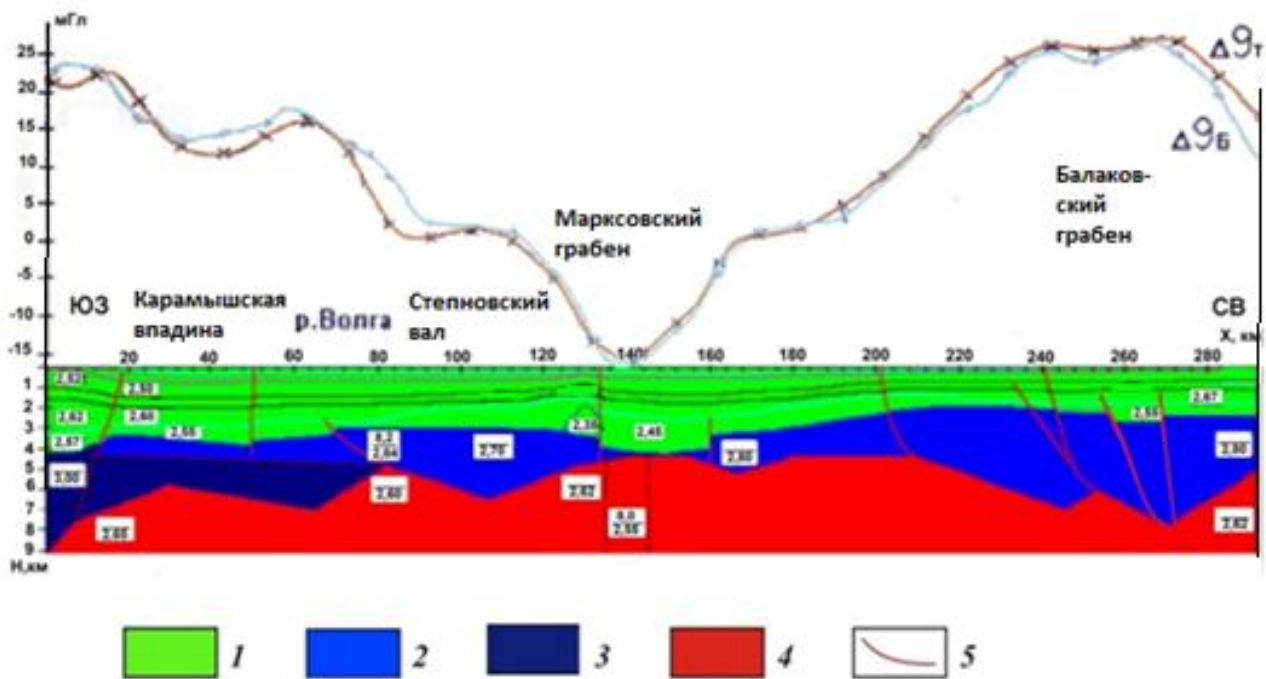


Рисунок 1. Плотностная модель по региональному профилю на территории Нижнего Поволжья. 1- осадочная толща; Породы кристаллического фундамента: 2 – нормально уплотненные, 3- переуплотненные, 4- разуплотненные; 5- разломы. Δg_B – кривая гравитационного поля в редукции Буге, Δg_T – кривая гравитационного поля, рассчитанная от модели. На модели показаны значения скоростей сейсмических волн в числителе и плотностей в знаменателе.

Результаты расчета намагниченности низкоплотных пород, выполненные по модели, приведенной на рисунке 1 показывают, что величина их магнитной восприимчивости

колеблется в диапазоне 500-3000 10^{-5} ед. СИ, что соответствует серпентинизированным образованиям согласно таблице 1 (рис. 2).

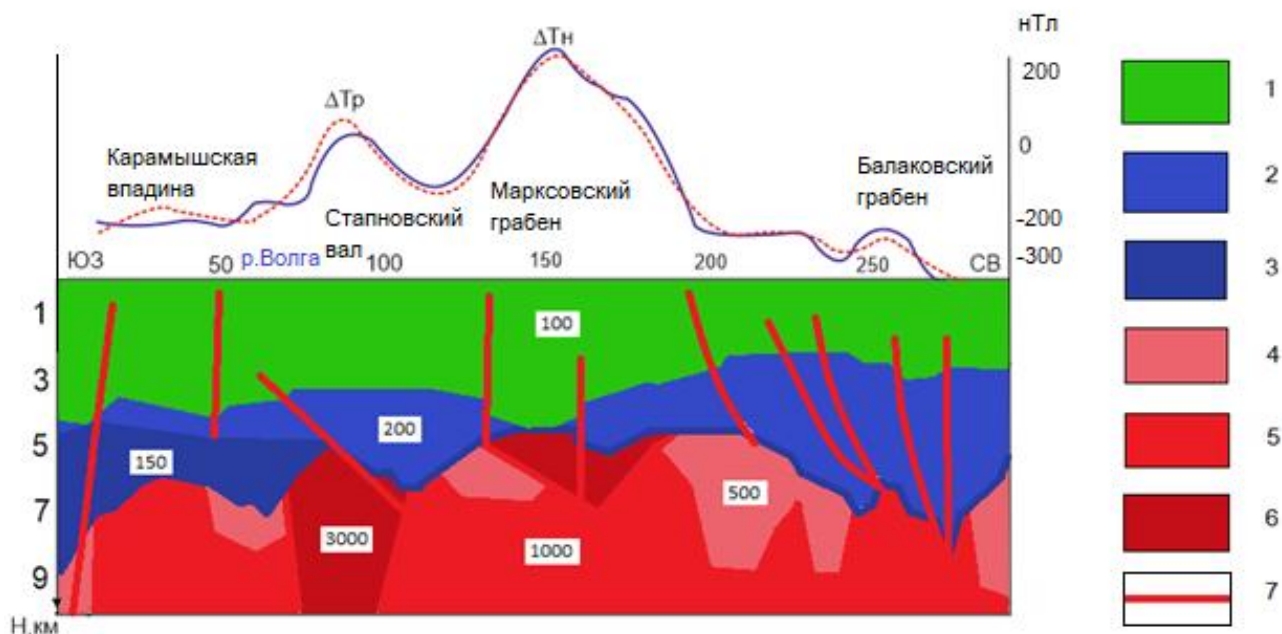


Рисунок 2. Петромагнитная модель территории Нижнего Поволжья. Значения магнитной восприимчивости (10^{-5} ед. СИ) 1- 100; 2 – 200, 3- 150, 4 - 500; 5 – 1000; 6 – 3000, 7 - разломы. ΔT_r - рассчитанная кривая магнитного поля, ΔT_n - наблюдаемая кривая магнитного поля. На модели показаны значения магнитной восприимчивости пород.

Выводы

Вопрос о геологической природе низкоплотных и высокомагнитных неоднородностей ранее рассматривался; в связи с этим был сделан вывод о том, что подобные комплексы земной коры в наибольшей степени могут соответствовать серпентинизированным образованиям [1, 2, 3].

Выявление зон серпентинизации имеет большое значение при решении ряда фундаментальных и прикладных геологических задач. Среди основных задач следует выделить такие как прогнозирование зон возникновения очагов землетрясений и поиски полезных ископаемых [1, 2, 3].

Благодарности

Авторы благодарят доцента кафедры геофизики СГУ им. Н.Г. Чернышевского к.ф.-м.н. А.А. Макаркина за предоставление комплекса программ интерпретации гравимагнитных данных.

Библиография

1. Огаджанов А.В. Физико-геологические модели сейсмогенерирующих неоднородностей земной коры Среднего и Нижнего Поволжья // Автореф. дисс.канд. геол.-мин. наук. Саратов. 2007. 16 с.
2. Огаджанов А.В. О возможной природе зон разуплотнения в земной коре Саратовского участка Поволжья // Недра Поволжья и Прикаспия. 2004. Вып. 40. С. 59-61.
3. Огаджанов В.А, Огаджанов А.В. Аномалии геофизических полей при дилатации горных пород // Геофизика. 2013. №6. С. 65-69.

УДК.550.8.013

Технологии скользящих окон в задачах интерпретационной обработки геолого-геофизической информации методами вероятностно-статистического подхода

А.В. Петров

petrovstud@mail.ru

*Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе,
Москва, Российская Федерация*

Аннотация.

The issues of interpretive processing of geological and geophysical information by methods of probabilistic and statistical approach using sliding windows are considered. Algorithms based on the use of one-dimensional, two-dimensional and three-dimensional sliding windows in the tasks of estimating statistical and spectral-correlation characteristics of geofields, methods of linear optimal filtering and methods for identifying weak anomalies are presented.

Одним из условий эффективного применения широкого спектра математических методов в определенной прикладной области является учет свойственных ей характерных особенностей. Использование математического аппарата без учета этого приводит к заведомо отрицательным результатам. В полной мере это касается применения методов вероятностно-статистического подхода, применяемых в процессе интерпретационной обработки геолого- геофизических данных [1].

Так, часто встречающееся предположение о пространственной и временной стационарности спектрально-корреляционных характеристик геофизических полей никогда не выполняется. Более того, любая выборка, полученная в разных точках наблюдения поля, является выборкой не одной случайной величины, а набора нескольких случайных величин.

Реальные геолого-геофизические данные обладают рядом особенностей, которые существенным образом влияют на эффективное использование и построение большого числа алгоритмов интерпретационной обработки геофизической информации. Отметим наиболее существенные из них:

- пространственный и дискретный характер геолого-геофизических наблюдений;
- нестационарность геофизических наблюдений, по статистическим и спектрально-корреляционным характеристикам, в пространстве;

Приведенные особенности геофизических данных предполагают использование скользящих окон, с целью решения задачи формирования состоятельной выборки.

Одним из первых алгоритмов оценки статистических характеристик геофизического поля в скользящем окне можно считать их вычислении в скользящем вдоль профиля окне, включающем фиксированное число точек. Уже в этом, простейшем случае отмечаются недостатки, которые связаны с нестационарностью геофизических наблюдений, даже вдоль отдельного профиля наблюдений. Появляются ложные аномалии на краях отдельных профилей и наблюдается сильная зависимость конечной оценки того от размеров скользящего окна.

В двумерных скользящих окнах, эти недостатки становятся более заметным. Появляются новые проблемы, такие как искажение формы аномалий, вытянутых вдоль определенного направления, ошибки, возникающие при оценке статистических и спектрально-корреляционных характеристик геополей, связанные с неправильным выбором параметров двумерных скользящих окон.

Очевидно, что возникшие проблемы использования скользящих окон связаны не с самой возможностью применения методов, базирующихся на достижениях теории статистических оценок, линейной оптимальной фильтрации в процессе обработки и интерпретации геофизических наблюдений, а с несовершенством реализующих их алгоритмов, в которых не учитывались особенности геофизических полей, среди которых одной из основных является их нестационарность.

Одним из первых алгоритмов, в котором, чисто интуитивно, была предпринята попытка учета площадной нестационарности наблюдаемых геополей, можно считать метод самонастраивающейся фильтрации (Демура Г.В., Никитин А.А.) в котором решалась задача обнаружения слабых линейных аномалий на основе оценки статистики Хоттелинга в скользящем двумерном вращающемся окне.

В начале 90-х годов, в компьютерную технологию «КОСКАД 3D» был включен модуль «Двумерная адаптивная фильтрация» [2], ориентированный на корректную фильтрацию именно нестационарных геополей, посредством автоматической настройки параметров фильтра (высота, ширина, наклон окна, весовые коэффициенты) к изменению спектрально - корреляционных свойств аномалий и помех по площади непосредственно в процессе фильтрации. Оценка корреляционного направления осуществляется на основе анализа структуры двумерной автокорреляционной функции $D(m,p)$, рассчитанной в окрестностях базового окна для каждой анализируемой точки (рис. 1).

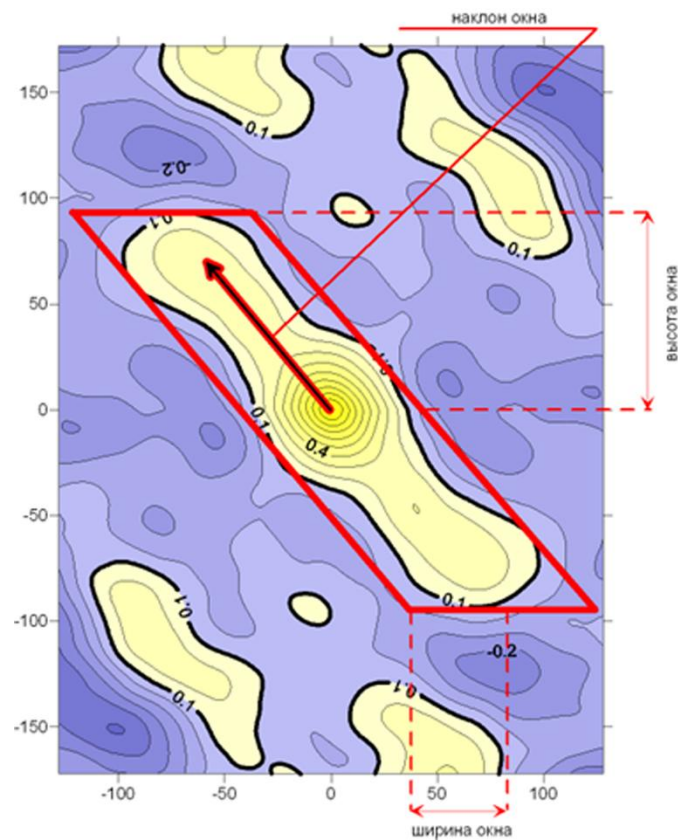


Рис. 1. Выбор размеров окна фильтрации по двумерной автокорреляционной функции $D(m,p)$.

В трехмерном варианте аналогичным образом определяется второй наклон трехмерного скользящего окна, на основе анализа структуры трёхмерной автокорреляционной функции $T(m,p,l)$.

На рисунке 2 иллюстрируется как изменяются параметры двумерного скользящего окна фильтрации при различных положениях базового окна, внутри которого осуществляется оценка текущей двумерной автокорреляционной функции.

При адаптивной фильтрации, в окрестностях базового окна каждой точки наблюдения, осуществляется локальная фильтрация с уникальными параметрами и весовыми коэффициентами фильтра, отражающими изменение спектрально – корреляционных характеристик поля по площади. Так, если в окрестностях определенной точки отсутствуют аномалии, то ширина и высота окна фильтрации будут минимальными. При наличии в окрестностях точки самых энергоёмких и протяженных аномалий ширина и высота окна фильтрации будут максимальными, но не превышающими размеров базового окна.

На основе технологии, которая применялась при построении двумерных адаптивных фильтров, был разработан и алгоритм для оценки статистических и спектрально-корреляционных характеристик геополей в окнах с изменяющимися размерами и наклоном.

Использование адаптивных фильтров позволило резко повысить качество результатов фильтрации и исключить негативные эффекты, свойственные неадаптивным фильтрам [3].

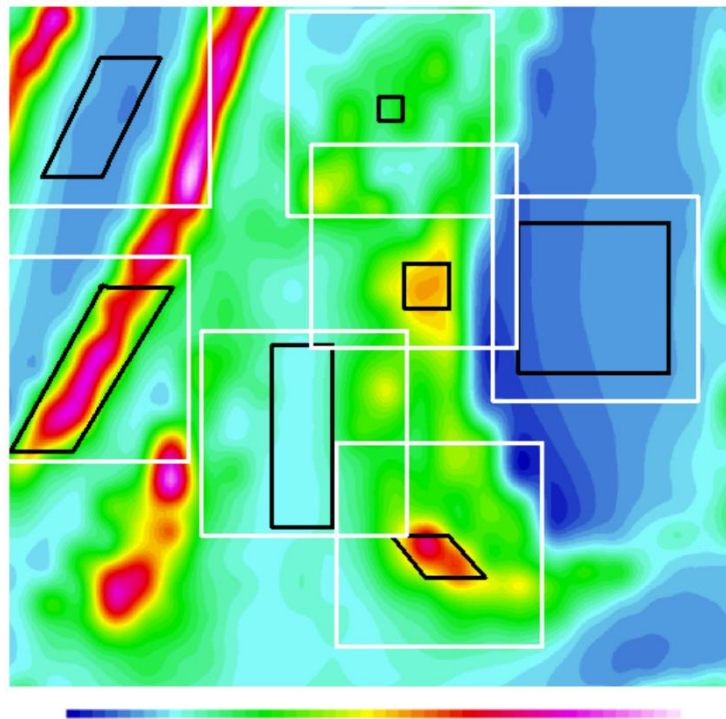


Рис. 2. Форма адаптивного окна фильтрации (черный цвет) при различных положениях базового окна (белый цвет).

Дальнейшее совершенствование алгоритмов, использующих динамические скользящие окна (окна, меняющие свои размеры и наклон), привело к созданию алгоритмов, базирующихся на анализе информации в скользящих окнах «живой» формы.

Суть технологии скользящего окна «живой» формы заключается в следующем. По двумерной автокорреляционной функции оцениваются размеры двумерного базового окна. Затем в скользящем базовом окне рассчитывается текущая двумерная автокорреляционная функция $D_m(m,p)$. В качестве критерия для включения точки в двумерное окно «живой» формы используются соответствующие значения двумерной автокорреляционной функции $D_m(m,p)$. Если значение $D_m(m,p) > 0.1$, то точка попадает в окно «живой» формы, если $D_m(m,p) < 0.1$, то точка не попадает в окно «живой» формы. Таким образом, в окно «живой» формы попадают только точки, которые коррелируются с центральной точкой.

На рисунке 3 иллюстрируется форма окна «живой» формы при различных положениях базового окна. Из рисунка видно, что окно может быть не замкнутым, а разрывным, что определяется исключительно характером текущей двумерной автокорреляционной функции.

Серьезной проблемой при реализации двумерного варианта являются вычислительные ресурсы, связанные с необходимостью вычисления двумерной автокорреляционной функции $D(m,p)$ в окрестностях базового окна каждой анализируемой точки поля. Тестирование показало, что современные персональные компьютеры достаточно высокой производительности не способны реализовать предложенную вычислительную схему для сетей средних размеров за технологически оправданное время. Для решения проблемы можно использовать оригинальный алгоритм рекурсивного пересчета $D(m,p)$ при смещении базового окна вдоль профилей.

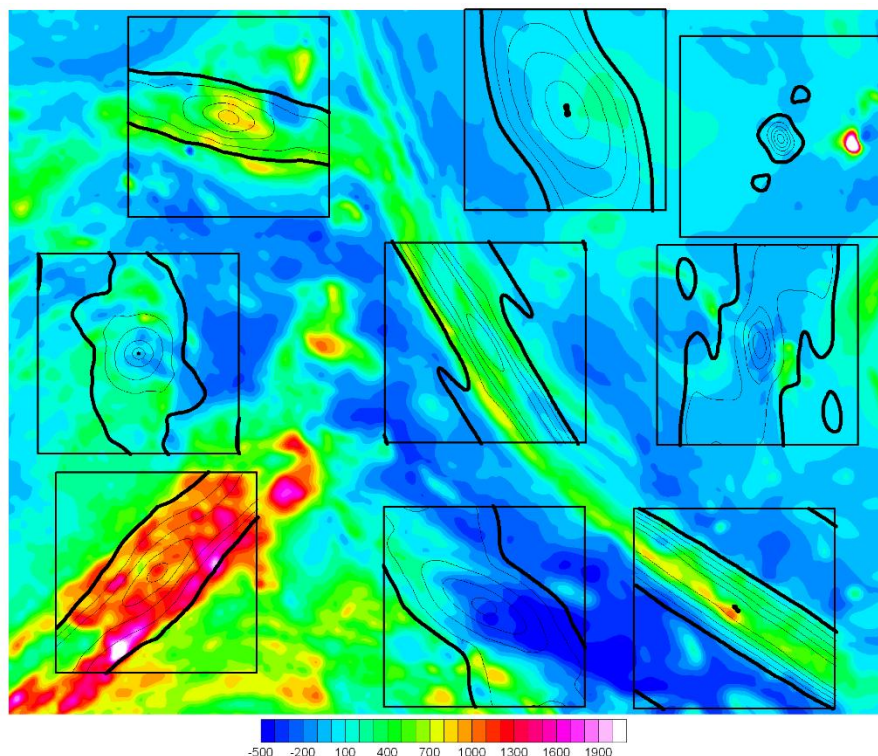


Рис. 3. Форма окна «живой» формы при различных положениях базового окна.

Технология скользящего окна «живой» формы позволяет получать эффективные **оценки статистических характеристик** геополей, реализовывать широкий спектр **одномерных и двумерных фильтров**, **оценивать параметры аномалиеобразующих объектов** и решать широкий спектр задач интерпретационной обработки цифровой геолого-геофизической информации.

Литература.

1. Петров А.В., Солоха Е.В., Технология анализа геополей в скользящих окнах «живой» формы. Материалы 33-й сессии международного семинара им. Д.Г.Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей», Екатеринбург, 2006, с. 271-275
2. Никитин А. А., Петров А. В. Теоретические основы обработки геофизической информации. Учебное пособие. Москва. 2017. 127с.
3. Петров А. В., Юдин Д. Б., Соели Хоу. Обработка и интерпретация геофизических данных методами вероятностно-статистического подхода с использованием компьютерной технологии «КОСКАД 3D» // Вестник Краунц. Науки о Земле, УДК 551-214, № 2. 2010. С. 126-132.

УДК 550.831:519.711

Глубинное строение юго-восточной части Вилуйской синеклизы по результатам интерпретации комплексных геолого-геофизических работ

Н.Н. Пиманова

pimanova.nad@gmail.com

Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва, Российская Федерация

Annotation. The article considers the results of processing and interpretation of integrated geophysical data on the territory of South-East Vilyui syncline. The processing and interpretation of these potential fields was aimed at studying the material structure and tracing structural-tectonic elements of the crystalline basement. The study of the deep structure of the basement was carried out on the basis of a joint analysis of the constructed 3D models of effective density and magnetization and seismic and geoelectrical data. As a result, a large dense body was mapped in the basement, within which there are no reflections on seismic sections. This body is non-magnetic, but magnetic sources are mapped on its southern boundary.

На территории юго-восточной части Вилуйской синеклизы были проведены комплексные геофизические работы, включавшие сейсморазведку, МТЗ, ЗСБ и предполагающие переобработку ретроспективных данных съемок потенциальных полей. Исследования были направлены на прогноз площадей, перспективных на углеводороды. Если для сейсморазведки и электроразведки приоритетной задачей было изучение особенностей строения осадочного чехла, то обработка и интерпретация данных потенциальных полей была направлена на изучение вещественного строения кристаллического фундамента и трассирование его структурно-тектонических элементов.

В настоящее время есть целый ряд схем строения кристаллического фундамента, которые трактуют его строение для рассматриваемого района по-разному [1, 2, 3, 4, 5 и др.]. С другой стороны, эти схемы носят региональный характер, так как их построение осуществлялось либо на всю территорию восточной части Сибирской платформы либо на всю область Вилуйской синеклизы, поэтому уточнение строения фундамента на район работ актуально.

Породы осадочного чехла района работ практически немагнитные [3, 6, 7], а для пород архейского фундамента характерны значительно более высокие значения магнитной восприимчивости, поэтому можно считать, что магнитное поле ΔT_a обусловлено внутренней структурой фундамента и рельефом его кровли.

Определение природы аномалий *гравитационного поля* представляет собой гораздо более сложную задачу, так как на его формирование, как известно, кроме структуры и состава пород фундамента существенное влияние оказывает структура, состав и мощность осадочного чехла, а также поведение глубинных горизонтов земной коры и верхней мантии.

С учетом вышеизложенного для картирования тектонических структур фундамента был проведен площадной анализ гравитационного и магнитного полей.

Аномальное магнитное поле на участке работ отличается сложным и неоднородным строением. В нем выделяются несколько областей (блоков): Алданский, Вилуйский и Пограничный, которые отличаются уровнем поля, а также размером, интенсивностью и ориентировкой аномалий. Эти блоки рассматриваются нами как основные тектонические структуры фундамента.

В гравитационном поле всю центральную часть площади занимает крупный Хатынг-Юряхский максимум, который с севера обрамлен минимумом, вызванным увеличением мощности осадочных отложений Лухнинской впадины и отложениями Приверхоянского прогиба. За все время исследований описываемой площади работ высказывалось много гипотез о источниках Хатынг-Юряхского максимума.

Сопоставление на исследуемой площади положения региональных аномалий гравитационного поля и региональных аномалий магнитного поля (рис. 1) показало несовпадение их границ, что может говорить о разной природе их источниках. Так, например, Хатынг-Юряхский максимум гравитационного поля в магнитном поле не проявляется аномалией, а расположен в крупной зоне градиента магнитного поля. Кроме того, крупные области повышенных значений магнитного поля совмещаются не с гравитационными максимумами (как если бы они были вызваны магматическими телами основного или ультраосновного состава), а с понижениями этого поля.

В результате комплексного анализа гравитационного и магнитного полей была построена схема тектонических блоков фундамента.

Следующим этапом исследований было изучение глубинного строения территории, которое предполагало получение параметров аномалообразующих источников гравитационного и магнитного полей.

Анализ локальной составляющей гравитационного поля показал, что в районе Лухнинской впадины конфигурация локального минимума гравитационного поля совпадает с поведением изолиний глубины залегания нижнего опорного сейсмического горизонта в осадочной толще (кровли венд-кембрийских отложений) даже в деталях. То есть источником этой отрицательной гравитационной аномалии являются осадочные отложения этой впадины. Поэтому, чтобы изучать неоднородностей фундамента по гравитационному полю, нужно было исключить из него аномалии, вызванные породами осадочного чехла.

Для расчета гравитационного эффекта от осадочной толщи были использованы сейсмические данные о рельефе опорных горизонтов в осадочной толще, которые были положены в основу геометрического каркаса 3D восьмислойной плотностной модели.. Плотность слоев в 3D модели задавалась на основе анализа петрофизических данных предшествующих исследований [6, 7, 8], а также из анализа скоростного разреза по профилю ГСЗ Кратон, пересекающего участок. Приведенные в литературе пределы изменения плотности на границах осадочных слоев довольно широкие, поэтому было построено несколько моделей с разными вариантами распределения плотности. Таким образом, в результате решения прямой задачи было получено несколько реализаций от разных вариантов 3D плотностной модели. Критерием выбора варианта остаточного поля от 3D плотностной модели для дальнейшей работы было условие наилучшей компенсации гравитационного эффекта в районе Лухнинской впадины.

Анализ полученного редуцированного гравитационного поля, свободного от эффекта осадочной толщи, показывает, что на большей части площади (в центральной и северной областях) располагается крупный интенсивный максимум поля, частью которого является Хатынг-Юряхский максимум. В южной части площади в остаточном гравитационном поле аномальная полоса с его минимальными значениями осталась, то есть источник этой аномалии не связан с осадками, а расположен ниже поверхности фундамента.

Построение 3D распределений эффективной плотности и эффективной намагниченности проводилось с использованием решения обратной задачи грави- и магниторазведки методом быстрого преобразования Фурье [9, 10]. При решении обратной задачи гравиразведки использовалось остаточное поле. Для расчета распределения эффективной намагниченности - наблюдаемое магнитное поле. Для анализа полученных распределений плотностных и магнитных неоднородностей в земной коре участка работ вдоль сейсмических профилей были построены вертикальные разрезы 3D моделей.

Анализ распределения 3D эффективной плотности показал, что источником положительной аномалии гравитационного поля (которая на карте редуцированного поля занимает почти всю центральную и северную части участка) является плотное тело, расположенное сразу под поверхностью фундамента. При этом оно имеет форму толстого пласта мощностью около 25 км и погружается с юга на север согласно с погружающейся поверхностью фундамента. Как видно из рис. 1 на севере участка кровля этого тела постепенно погружается ниже поверхности фундамента и уходит до глубины 30 км.

Сопоставление разрезов эффективной плотности с сейсмическими разрезами показывает, что рассматриваемая область повышенной плотности в фундаменте очень хорошо пространственно совмещается с достаточно однородной, «прозрачной» областью сейсмического разреза (рис. 1).

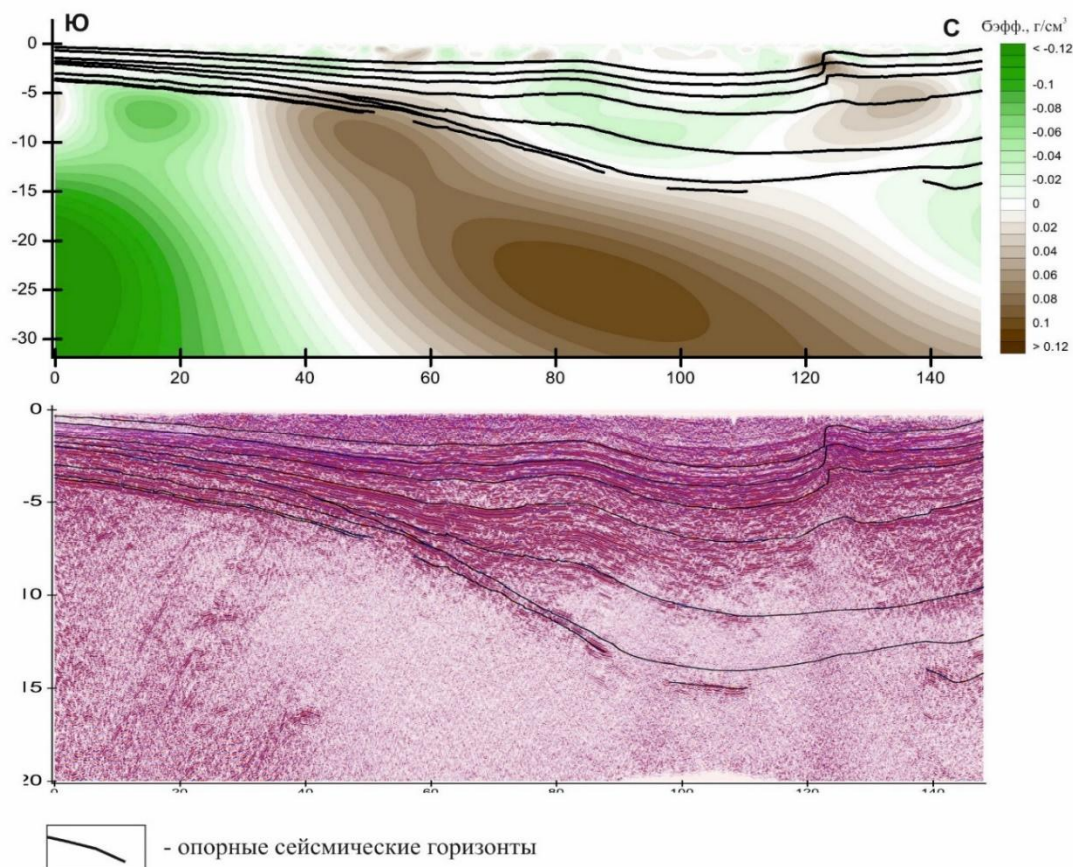


Рис. 1. Сопоставление разреза эффективной плотности (а) и сейсмического разреза (б) по субмеридиональному сейсмическому профилю.

Анализ разрезов эффективной намагниченности показывает, что описываемое плотное тело практически немагнитно, а намагниченные породы локализуются по южной границе плотного тела на глубину вдоль его контакта с соседним блоком (рис. 2)

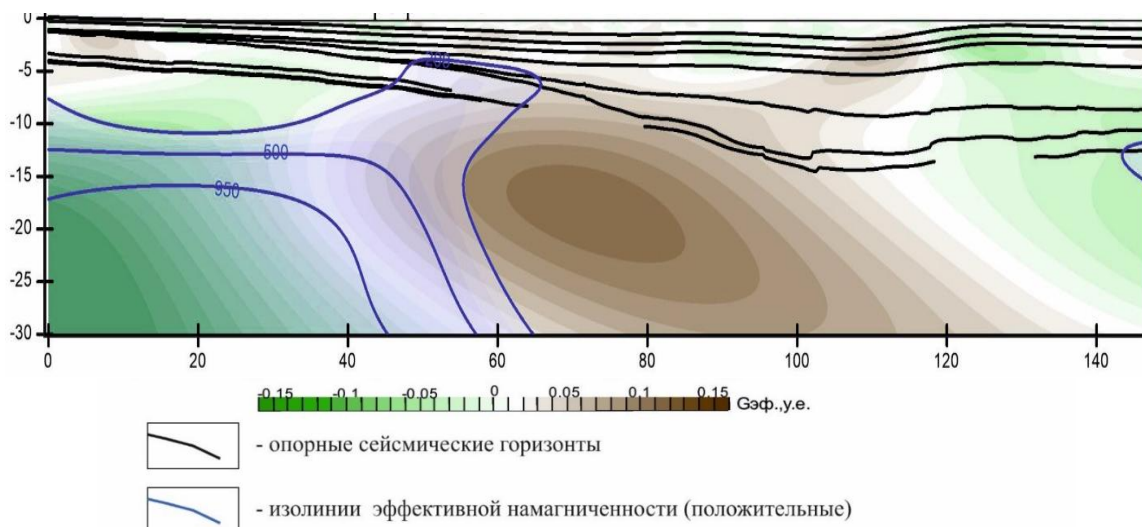


Рис. 2. Сопоставление распределения эффективной плотности с областью повышенной намагниченности на субмеридиональном сейсмическом профиле. (Синими изолиниями околнурены участки с повышенной намагниченностью).

Анализ разрезов эффективной намагниченности показывает, что источники магнитного поля на участке работ расположены не только в верхней части фундамента, но и в более глубоких горизонтах земной коры. В частности, в пределах южной части площади картируется крупная интенсивно магнитная область на глубинах ниже 10-15 км (рис. 2). Причем, ее границы практически совпадают с разуплотненным блоком в нижней части земной коры. Такое соотношение плотностных и магнитных свойств, как в этом довольно крупном блоке, нетипично для геофизической практики и вызывает трудности при геологической интерпретации.

В северной и северо-западной части участка, где кровля плотного тела погружается на глубину, над ним на поверхность фундамента выходят породы пониженной плотности ($< 2.73 \text{ г/см}^3$), слабомагнитные и имеющие низкое сопротивление ($\rho < 50 \text{ Ом*м}$) (рис. 3). Эти породы располагаются в фундаменте под наиболее погруженной частью Лухнинской впадины и их физические свойства, скорее всего, связаны с повышенной трещиноватостью пород в результате тектонической проработки.

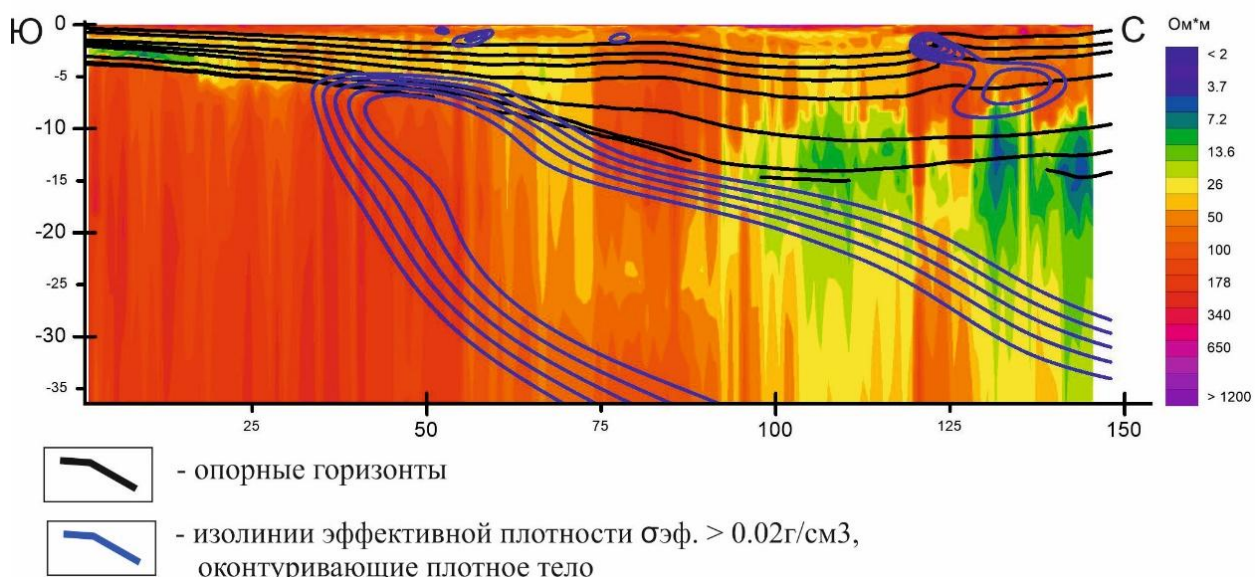


Рис. 3. Сопоставление контура плотного тела (синие изолинии) и геоэлектрического разреза.

Таким образом:

- на площади работ наблюдается удивительная согласованность контуров аномалообразующих источников в разных полях,
- источники магнитного поля расположены на разных глубинах ниже поверхности фундамента и при построении схемы вещественного состава фундамента необходимо рассматривать не только площадные съемки, но и распределение источников, полученных в результате решения обратной задачи,
- для ряда выделенных объектов и блоков наблюдается парадоксальное сочетание плотности и намагниченности (плотные породы – отсутствие намагниченности, разуплотненные породы - высокая намагниченность).

Список литературы

1. Бабаян Д.Г., Мокшанцев К.Б. Земная кора восточной части Сибирской платформы. Новосибирск. Наука. 1978.
2. Берзин А.Г., Ситников В.С. Бубнов А.В. Геолого-геофизическое строение Вилюйской синеклизы // Геология и геофизика. 2000. № 5. С. 49-54.
3. Николаевский А.А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы. М. Наука 1968, 173с.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

4. Савинский К.А. Савинская М.С. Изучение погребенной поверхности фундамента Сибирской платформы по данным комплексных исследований. Тр. Моск. Ин-та нефт. и газ пром-ти. 1980.
5. Штех Г.И. Глубинное строение и история тектонического развития Виллюйской впадины. М. Наука. 1965. 124 с.
6. Бабаян Г.Д., Дортман М.И., Дортман Б.Л. Закономерности распределения физических свойств горных пород // Геологические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. Иркутск, 1972, с. 5-16.
7. Берзин А.Г. Структуры и нефтегазоносность Виллюйской синеклизы и прилегающей части Предверхоянского прогиба. Дисс. на соиск. уч. ст. докт.г.-м. н. Якутск. 2002.
8. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. М., «Недра», 1976, 527 с.
9. Мицын С.В. О численной реализации спектрального метода решения обратной задачи гравиразведки. Геоинформатика, 2018, №3, с. 89-97.
10. Пиманова Н.Н., Спиридонов В.А., Шаров Н.В., Мицын С.В. Трехмерное плотностное моделирование земной коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита в ГИС INTEGR0. Геоинформатика, 2019, №1, с.24-35.

550.831.23

Картирование палеодолин Санкт-Петербурга и восточной части Финского залива геофизическими методами

Е.А. Порохина¹, Н.П. Сенчина¹, Н.О. Медведев²

n_senchina@inbox.ru

1 - Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

2 - Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

The work is devoted to a review of the study of the paleovalleys of St. Petersburg and the eastern part of the Gulf of Finland by geophysical methods. The problems of their study and the difficulties created for construction are highlighted. Examples of the results of gravity, magnetic, electrical, seismic prospecting are given. It is shown that effective methods for their mapping on land have been developed and the improvement of methods for the conditions of the water area is required.

При оценке инженерно-геологических условий Санкт-Петербурга и пригородов необходимо принимать во внимание наличие палеодолин. В тальвеге погребенных долин может вскрываться локально высоконапорный вендский водоносный комплекс, содержащий воды с повышенной минерализацией [9, 11], может быть увеличена мощность отложений, негативно влияющих на устойчивость сооружений. Это следует учитывать при проходке перегонных тоннелей метрополитена под тальвегами палеодолин, при устройстве свайных фундаментов глубокого заложения.

Изученность палеодолин Санкт-Петербурга достаточно высокая, врезы древних рек хорошо прослежены на суше бурением [9], а также геофизическими методами (рис. 1).

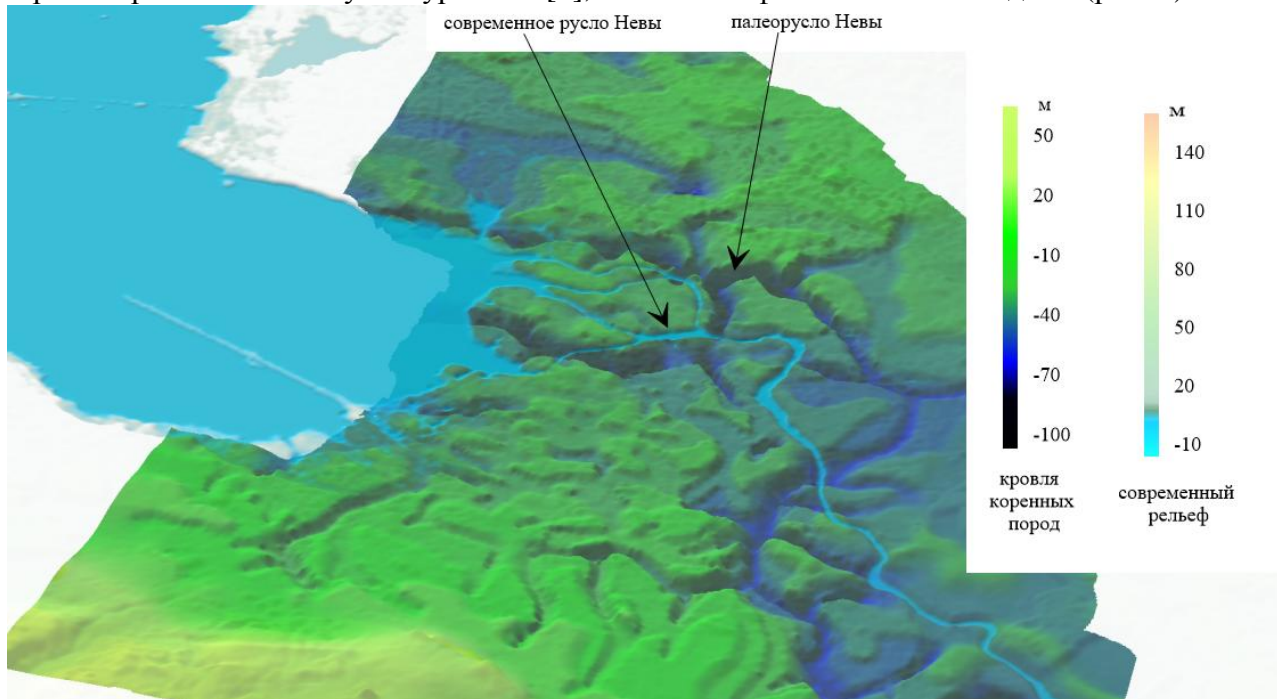


Рис. 1. Объемная модель поверхностей современного рельефа (видно русло Невы – показано голубым цветом) и коренных пород (палеоврез – темно-синий). Видно современное русло и палеорусло Невы (карта рельефа коренных пород дана не на полную территорию)

Однако, изученность палеодолин на прилегающей акватории Финского залива очень низка и существуют большие неопределенности в их расположении [5]. При этом, потенциальный интерес для строительства акватории в данном регионе тоже представляют, в том числе, из-за застройки намывных площадей.

Способы изучения палеодолин на акватории, отработанные в удобных условиях рядом с городом, могут быть применимы при поисках палеодолин в зонах с дополнительными факторами актуальности: палеодолины, даже неглубокие, иногда являются коллекторами углеводородов, питьевых вод, могут представлять интерес как зоны перспективного обнаружения россыпных месторождений.

Картирование палеодолин может выполняться путем анализа данных бурения, а также геофизическими методами. Начнем рассмотрение вопроса с обзора зарубежного опыта подобных исследований, отметим цели работ и применяемые методы.

В канадском городе Онтарио ученые из геологической службы изучают погребенные долины как источник пресных подземных вод. Целями исследований являются уточнение местоположения долин и их геометрии, оценка состава заполняющих отложений и их гидрогеологических свойств, а также характеристика вод, содержащихся в водоносных горизонтах для принятия решений по управлению водными ресурсами. Характеристики палеодолин ученые получают исходя из гравиметрических измерений и мониторинга по сети скважин [15].

В Дании была изучена сеть погребенных долин ледникового происхождения в Северном море. Глубина залегания врезов доходит до 100-350 м, в некоторых случаях и больше. Ученые объясняют природу глубоко врезанных долин, данные об их расположении почерпнуты из материалов многоканальных сейсмических исследований [17].

Судя по опыту немецких коллег, для картирования палеодолин хорошо зарекомендовало себя использование сейсморазведки, электромагнитных методов и гравиметрии. Данные измерений используются учеными для оптимизации трехмерной цифровой геологической модели. Цель исследований сводится к оценке запасов подземных водных ресурсов и их защита [19].

Палеодолины могут быть интересны с точки зрения поисков россыпных месторождений золота, как показывает опыт финских геологов [18] и наших соотечественников [4]. Для картирования палеодолин, содержащих россыпи, может использоваться высокоточная магниторазведка, как инструмент выявления зон скопления магнитных минералов, отлагающихся в тальвегах русел.

Известны работы по картированию палеодолин для поиска алмазов. На Среднем Урале и Приуралье использовался аэрокосмический метод дешифрирования космоснимков. Этот метод хорошо выделяет палеодолины, представляющие собой эрозионные депрессии. По геолого-геоморфологическим и неотектоническим критериям рекомендованы 40 перспективных участков для поисков россыпных алмазов [12]. Метод эффективен в случае небольшой мощности перекрывающих отложений.

Также в областях распространения рыхлых осадочных пород древних русел, а это песчаники, алевролиты и аргиллиты, формируются благоприятные условия для рудообразования при перепаде окислительно-восстановительных свойств. В исследования палеодолин Северо-Двинской впадины описано отложение минералов урана [13].

И наконец, палеодолины – это зоны увеличенной глубины кровли коренных пород или их ослабления за счет наличия в тальвеге разрывных нарушений; этот фактор создает неблагоприятные условия для строительства, что хорошо изучено в Санкт-Петербурге [9].

Практически вся территория палеодолин в регионе относится к зонам подтопления; здесь фиксируются высокое положение уровня грунтовых вод и слабая дренированность пород. Грунтовые воды характеризуются пестрым химическим составом, в том числе часто отмечается содержание аммония, органических компонентов, неравномерная окисляемость, что необходимо учитывать при оценке их агрессивности по отношению к конструкционным материалам канализационных систем и материалу фундаментов неглубокого заложения [7]. Наиболее известен пример аварии на линии метро между станциями «Лесная» и «Площадь Мужества», произошедшей в 1974 году. Авария была вызвана тем, что трассы тоннелей здесь выходили из массива твердых глин и пересекали погребенную долину древнего русла Невы, заполненную четвертичными песчано-глинистыми отложениями с прослоями

водонасыщенных и текучих грунтов [1, 10]. Но и в настоящее время палеодолины представляют осложнения и опасность, например, здание «Всероссийский центр экстренной медицины им. А.М. Никифорова МЧС России» находится в сложных геологидрогеологических условиях в пределах погребенной палеодолины с развитыми в ней напорными подземными водами межморенного водоносного комплекса четвертичных отложений, из-за чего происходит подтопление подвальных помещений [9]. Строительство в осложненных условиях палеодолин возможно, но при условии детального их изучения и учета всех элементов данного осложняющего фактора [14].

Рассмотрим изученность палеодолин Санкт-Петербурга на суше и на акватории. Наиболее удачные методики их картирования в данном регионе опробованы в местах активной застройки – это анализ результатов бурения скважин, а также хорошо показали себя работы методами наземной гравиразведки [6, 10] и сейсморазведки [6, 16].

На акватории в настоящий момент существует неопределенность в расположении палеодолин – различные авторы показывают несколько отличающиеся положения врезов древних рек в коренные породы, что показано на рисунке 2.

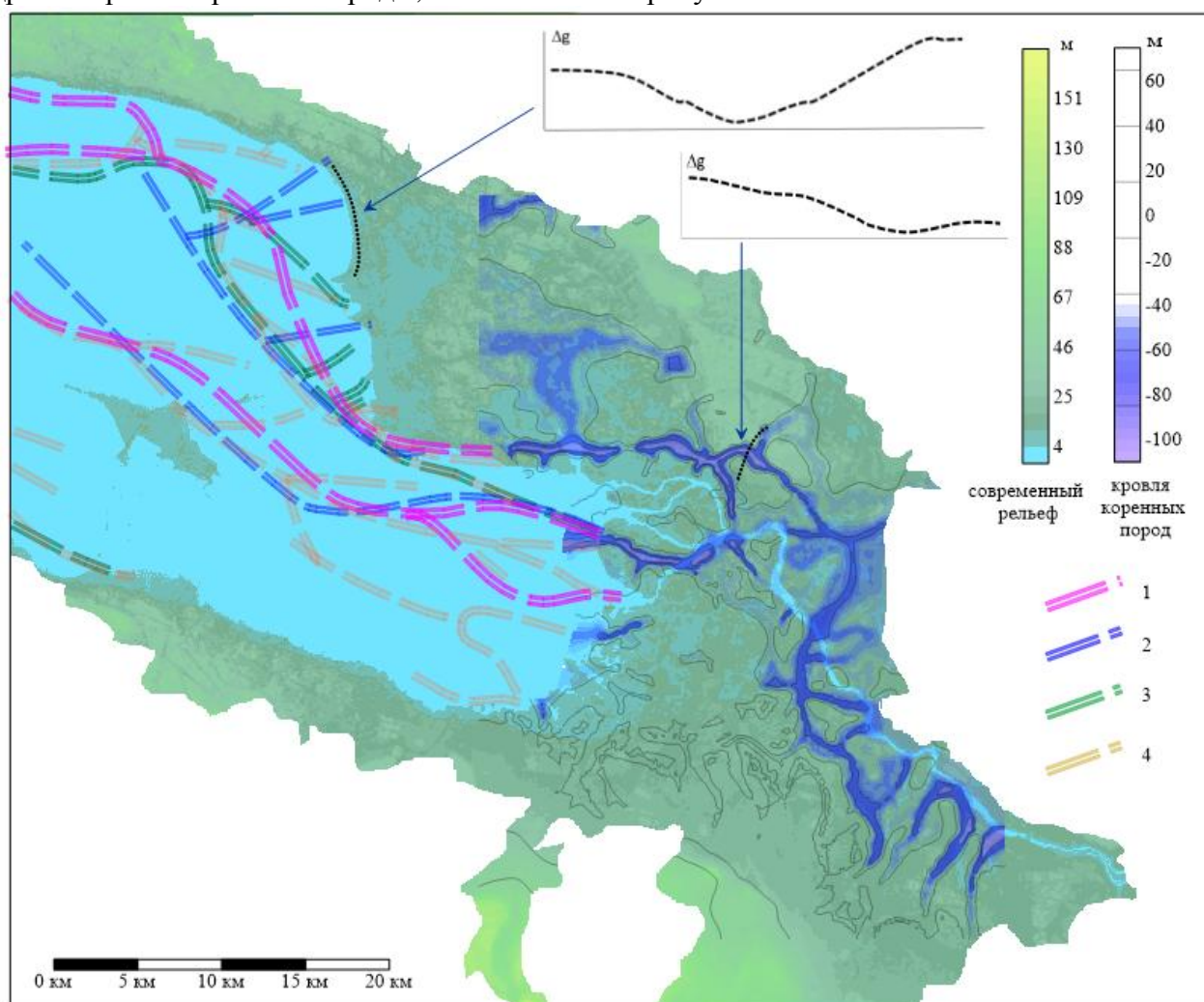


Рис. 2. Схема палеодолин в пределах Санкт-Петербурга и на прилегающей акватории. 1 – по Атласу, 2009 [2], 2 – по Буданову Л.М., 2020 [4], 3 – по Ауслендеру В.Г. и др., 2002 [3], 4 – по Амантову А.В. и др., 2012 [8]. Показаны схемы аномалий гравитационного поля (редукция Буге) по двум профилям, пересекающим палеоруслу [6, 10]

Исследования на акватории представлены методами непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) и непрерывного электрического акваторного зондирования (НАЗ). В зонах интереса (с точки зрения застройки на перспективных

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

намывных территориях), – в прибрежной зоне и на мелководье, – такие работы выполнены по редкой сети и актуальна разработка оптимальной методики картирования палеорусел.

С инженерно-геологической точки зрения наибольший интерес представляет доизучение палеорусел в зонах предполагаемого намыва в связи с тем, что бурение на акваториях дорого, технически сложно и в условиях высокой изменчивости четвертичного геологического разреза, малоэффективно.

Список литературы

1. Архипов А. Г. Результаты исследований причин аварий тоннелей метро на участке Размыв Ленинградского (Санкт-Петербургского) метрополитена между станциями Лесная и Площадь Мужества. <https://geodiagnosics.ru> Дата обращения: 2 декабря 2022.
2. Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря/ Гл. ред. О. В. Петров. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 78 с.
3. Ауслендер В.Г. Янковский А.С., Кабаков Л.Г., Плешивцева Э.С. Новое в геологии Санкт-Петербурга. Минерал. №1(4). 2002. С. 51-58.
4. Бабаянц П.С., Контарович О.Р., Трусов А.А. Аэрогеофизические технологии при поисках месторождений золота: современные тенденции. "Золото и технологии" № 4/декабрь 2018 г. <https://zolteh.ru> Дата обращения: 2 декабря 2022.
5. Буданов Л.М. Особенности пространственного распределения древних погребенных долин Невской губы. В сборнике: Комплексные исследования Мирового океана. Материалы V Всероссийской научной конференции молодых ученых. 2020. С. 308-309.
6. Буданов Л.М., Сенчина Н.П., Шнюкова О.М., Горелик Г.Д. Исследование палеовреза с помощью гравиметрических наблюдений. Геосистемы переходных зон. 2020. Т. 4. № 3. С. 288-296.
7. Геологическая изученность подземного пространства Санкт-Петербурга. Санкт-Петербургское государственное геологическое унитарное предприятие «Минерал». Доклад - Администрация Санкт-Петербурга <https://www.gov.spb.ru> Дата обращения: 2 декабря 2022.
8. Геологическое строение подводных террас Восточной части финского залива и моделирование условий их формирования на послеледниковом этапе развития региона / А.В. Амантов, В. А. Жамойда, Д. В. Рябчук [и др.] // Региональная геология и металлогения. – 2012. – № 50. – С. 15-27.
9. Дашко Р.Э., Александрова О.Ю., Котюков П.В., Шидловская А.В. Особенности инженерно- геологических условий Санкт-Петербурга // Развитие городов и геотехническое строительство. Выпуск №1. 2011. С. 1-47.
10. Ермолин, Е. Ю. Аномалия гравитационного поля над участком размыва Санкт-Петербургского метрополитена / Е. Ю. Ермолин, В. Н. Мельников // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Сборник научных трудов по материалам 46-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Пермь, 20–26 января 2019 года. – Пермь: Горный институт Уральского отделения Российской академии наук, 2019. – С. 130-133.
11. Карпова Я. А. Инженерно-геологическое обеспечение наземного и подземного строительства в условиях активного техногенеза компонентов подземного пространства Приморского района Санкт-Петербурга: дисс.на соискание уч. ст. к.г.-м.н., 2014. 271 с.
12. Копылов И.С. Применение аэрокосмических методов для оценки активности неотектонических блоков и картирование палеодолин при прогнозировании алмазоносности. Естественнонаучный институт Пермского государственного национального исследовательского университета; г. Пермь. 2015 г.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

13. Малов А. И. Эволюция изотопного состава урана в песчано-глинистом водоносном горизонте палеодолины Северо-Двинской впадины // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 84. – С. 45–53.
14. Николаева Т. Н., Норова Л. П. Инженерно-геологические условия строительства в районе палеодолины на северо-западе Санкт-Петербурга // Записки Горного института. – 2013. – Т.200. – С.231 – 236.
15. Bajc A. F., A.S. Marich, E.H. Priebe, D.R.B. Rainsford. Evaluating the groundwater resource potential of the Dundas buried bedrock valley, southwestern Ontario; An integrated geological and hydrogeological case study. Ontario Geological Survey, Ontario, 2017, 65 page.
16. Gorelik, G., Budanov, L., Ryabchuk, D., Zhamoida, V., Neevin, I. Application of CDP seismic reflection method in buried paleo-valley study. 15th Conference and Exhibition Engineering and Mining Geophysics 2019, Gelendzhik 2019, 2019, pp. 786–792.
17. Mads Huuse, Holger Lykke-Andersen. Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin. Quaternary Science Reviews 19 (2000) 1233 - 1253. 21 page.
18. Saarnist, Matti & Tamminen Esko, 1987. Placer gold in Finnish Lapland. Geological Survey of Finland, Special Paper 3. P. 181-194.
19. Wolfgang Scheer, Jens Kröger und Reinhard Kirsch. Geologische 3-D-Modellierung des Untergrundes – Ergebnisse aus dem INTERREG IIIB-Projekt BurVal. Jahresbericht Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein 2006/07.

УДК 550.831.017

Применение векторного метода трансформации гравитационного поля в районе интенсивной соляно-купольной тектоники

Г.В. Простолупов

gena-prost@yandex.ru

Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия

Abstract: The development of the vector method for the transformation of the gravitational field "Pole" is considered. An example of the application of the method on a seismic profile in the area of intense salt-dome tectonics is given; as a result, a probable location of the salt dome is predicted from the localization of the poles. Aspects of the development of the method are presented, such as the identification of the most effective types of poles for solving the inverse problem, the properties of the mutual complement of poles, and the principle of localization of deep-lying sources with a limited area of gravimetric survey.

Key words: gravimetry, anomaly, vector, gradient, pole, transformation.

Аннотация: Рассмотрено развитие векторного метода трансформации гравитационного поля «Полюс», приведен пример применения метода на сейсмическом профиле в области интенсивной соляно-купольной тектоники, в результате по локализации полюсов сделан прогноз вероятного местоположения соляного купола. Приведены аспекты развития метода, такие как выявление наиболее эффективных для решения обратной задачи типов полюсов, свойства взаимного дополнения полюсов и принцип локализация глубокорасположенных источников при ограниченной площади гравиметрической съемки.

Ключевые слова: гравиметрия, аномалия, вектор, градиент, полюс, трансформация.

В лаборатории геопотенциальных полей (ГП) с начала ее основания ведется развитие векторных методов гравиметрии, заложенных В.М. Новоселицким, основанных на вычислении и трансформации векторов потенциала поля. Система «Вектор» основана на высокой чувствительности горизонтальных градиентов V_{zx} , V_{zy} к плотностным неоднородностям. Как продолжение развиваемого в лаборатории ГП направления векторной гравиметрии разрабатывается метод «Полюс», который задействует геометрические свойства векторов полного градиента потенциала ∇V в трехмерном пространстве – быть направленными в сторону возмущающей массы. В «Векторе» используется вертикальная производная потенциала V_z , а также вторые производные потенциала – горизонтальные градиенты V_{zx} , V_{zy} , первые можно измерить гравиметром, вторые вычислить. При определении полного градиента потенциала ∇V необходимо знать его составляющие по осям координат, т.е. V_x, V_y и V_z . Значение V_z измеряется непосредственно гравиметром на пунктах съемки, горизонтальные градиенты потенциала V_x, V_y определяются с помощью алгоритма истокообразных аппроксимаций поля [1].

Вторые и третьи производные потенциала вычисляются в следующем порядке. Сначала по имеющейся аппроксимационной конструкции определяется потенциал V . Затем вычисляются первые горизонтальные V_x, V_y , вертикальная V_z и вторые производные V_{zx}, V_{zy} . Все эти расчеты можно провести аналитически, ввиду относительно слабого их расхождения вблизи нуля аргумента. Вторая вертикальная производная V_{zz} вычисляется через потенциал V по формуле Гендерсона и Зитца, которая может быть получена путем преобразований уравнения Лапласа в конечно-разностном виде. Третья смешанная производная V_{zxx}, V_{zzy} вычисляется по второй вертикальной V_{zz} , а третья вертикальная производная V_{zzz} рассчитывается по упомянутым формулам через вертикальную производную V_z .

В процессе разработки метода описаны 7 видов полюсов. Согласно классификации [2] существуют определенные полюсы по прямым пересечениям векторов: первого порядка P_I^{++}, P_I^{--} по производными V_x, V_y, V_z , второго P_{II}^{++}, P_{II}^{--} по производным V_{zx}, V_{zy}, V_{zz} и третьего $P_{III}^{++}, P_{III}^{--}$ по производным $V_{zxx}, V_{zzy}, V_{zzz}$, а также полюсы неопределенные по обратным

пересечениям векторов первого P_I^+ , P_I^- , второго P_{II}^+ , P_{II}^- , третьего P_{III}^+ , P_{III}^- порядков и нейтральные P_I^0 , P_{II}^0 , P_{III}^0 . Полюсы порядка выше третьего не применяются в связи с их повышенной чувствительностью к случайным отклонениям, неизбежным при обработке наблюдаемого гравитационного поля.

По итогам исследований составлена таблица полезности полюсов. Для интерпретации аномального гравитационного поля могут быть рекомендованы в первую очередь определенные основные полюсы второго P_{II}^{++} , P_{II}^{--} и третьего P_{III}^{++} , P_{III}^{--} порядков, во вторую очередь – определенные основные полюсы первого порядка P_I^{++} , P_I^{--} , определенные сопряженные второго порядка P_{II}^{++} , P_{II}^{--} и неопределенные первого порядка P_I^+ , P_I^- .

Причина преимущества первых – заключается в том, что, как выяснилось, локализация полюсов P_{II}^{--} , P_{II}^{++} , P_{III}^{--} , P_{III}^{++} относительно источников является нечувствительной к фоновым колебаниям поля в связи с достаточно узким диапазоном допустимых к расчету векторов, с незначительным отклонением от вертикали (не более 15° , что также приводит к уменьшению линейной базы S угловой засечки для каждой пары векторов), т.о. область перегиба графика является определяющей. Как показали расчеты на моделях, этой части вполне достаточно, чтобы получить вектора для надежного расчета пространственных параметров источника, что является положительным моментом, т.к. при суперпозиции источников, именно пиковые значения поля, расположенные над источниками, оказываются наименее искаженным и более «приметными» в поле [3].

Интерпретационные возможности метода рассмотрим на примере регионального сейсмо-гравиметрического профиля в пределах оренбургской части восточного борта Предуральяского прогиба и зоны передовых складок Урала [4]. Здесь помимо сейсмической была проведена гравиметрическая съемка точностью 0.020 мГал. Длина профиля 120 км, геологический разрез характеризуется интенсивными процессами солянокупольной тектоники. Высота куполов достигает 4-5 км. При этом подобное неслоистое строение является осложняющим фактором для сейсморазведки, поэтому с целью выявления подсолевого строения дополнительно к сейсморазведке была привлечена профильная гравиметрия.

На основе каркаса, построенного по итогам интерпретации сейсмических материалов, методом подбора в программе «Гравиметрическое моделирование разреза» создана сейсмо-плотностная модель.

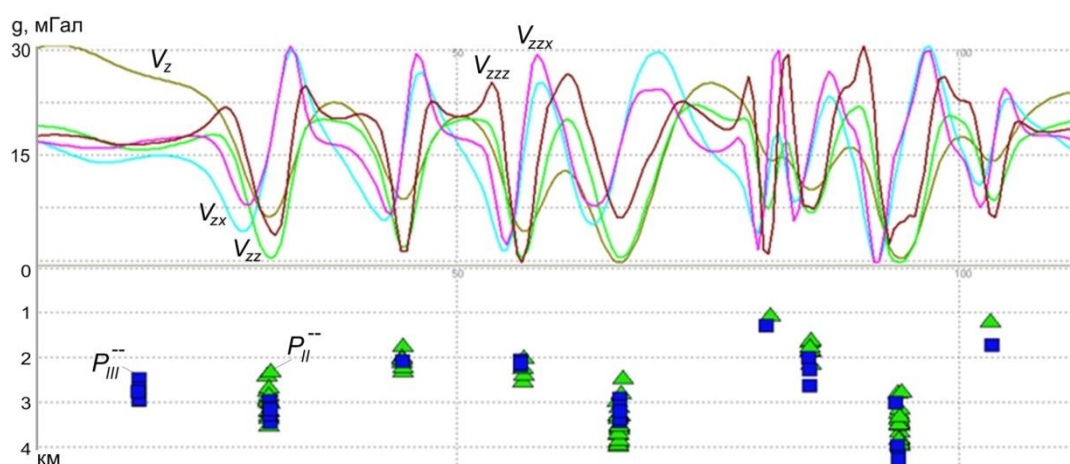


Рис.1. Распределение полюсов P_{II}^{--} и P_{III}^{--} регионального гравиметрического профиля в районе интенсивной соляно-купольной тектоники по заданному полю V_z

Согласно принятому алгоритму, методом истокообразных аппроксимаций по рассчитанным значениям V_z получены величины производных потенциала V_z , V_x , V_y , а также

высшие производные V_{zx} , V_{zy} , V_{zz} , V_{zxx} , V_{zzy} , V_{zzz} (графики на рис. 1). По ним построены градиенты ∇V , ∇V_z , ∇V_{zz} и рассчитаны координаты пересечений полных векторов в пространстве, в результате чего построены определенные основные отрицательные полюсы, P_{II}^- , и P_{III}^- (рис.1). Полюсы первого порядка P_I^- показали недопустимый разброс, в отличие от точек P_{II}^- , и P_{III}^- .

Полученное распределение полюсов P_{II}^- , и P_{III}^- наложено на модель сейсмо-плотностного разреза (рис. 2). Наблюдается закономерное совпадение скоплений полюсов с соляными куполами. В начале разреза произошла локализация полюсов P_{III}^- на глубине 2.5-3 км в толще, относящейся к межкупольному пространству. Анализ разреза и наличие скопления источников типа P_{III}^- говорит о вероятном наличии в этом месте еще одного соляного купола (показано пунктиром на рис. 2).

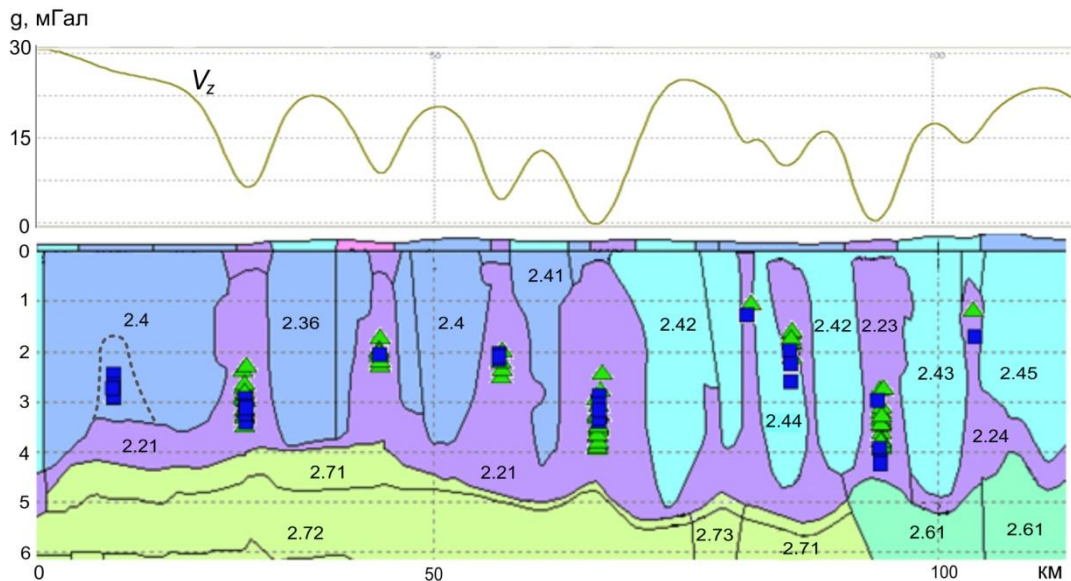


Рис. 2. Распределение полюсов P_{II}^- и P_{III}^- по заданному на графике полю V_z на фоне подобранной сейсмо-плотностной модели в районе интенсивной соляно-купольной тектоники

В свете применения полярного метода для глубоких горизонтов исследования земной коры, в некоторых случаях может возникнуть необходимость исследовать глубокозалегающие источники при ограниченной площади съемки. Как известно линейные размеры участка гравиметрической съемки должны не менее чем в три раза превышать глубину залегания изучаемых геологических объектов – 3:1. Векторный метод «Полюс», что подтверждается теоретическими примерами, снимает это ограничение. Действительно, для надежной засечки точки пересечения пары векторов для локализации полюса достаточно угла в 15° - 25° между продолжениями векторов в точке полюса. Наиболее же точную засечку точки пересечения полюсов обеспечивает угол 90° . Даже при таком варианте соотношения размеров участка к изучаемой глубине составляет уже 2:1. Схема локализации полюсов P_I^{++} , когда размер участка составляет всего треть от глубины, показана на рис. 3, т.е. соотношение размера участка к глубине составляет всего 0.3:1, что в 10 раз меньше привычной рекомендованной пропорции. На модельном примере такого малого угла достаточно для локализации, но это можно считать предельным случаем применимости метода.

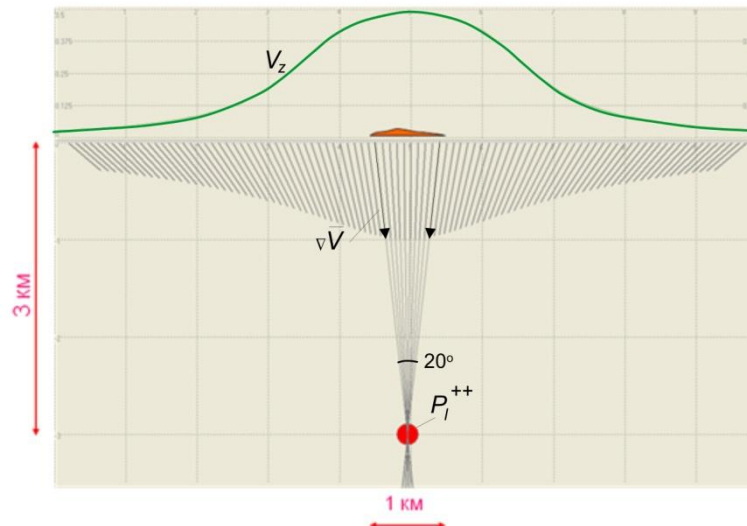


Рис. 3. Схема локализации источников гравитационного поля V_z на ограниченном пространстве методом «Полус»

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Долгаль А.С. Аппроксимация геопотенциальных полей эквивалентными источниками при решении практических задач // Геофизический журнал. – 1999. – Т. 21. – С. 71-80.
2. Простолупов Г.В. Сравнение двух векторных методов трансформации гравитационного поля // Материалы 48-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского: вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ. – 2022. – С. 213 - 217.
3. Простолупов Г.В. Определение основных параметров источников гравитационного поля методом «Полус» // Материалы 44-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского: вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Москва, ИФЗ РАН. – 2017. – С. 319-324.
4. Новоселицкий В.М., Щербинина Г.П., Бычков С.Г. и др. «Проведение региональных сейсморазведочных работ к комплексу с гравиметрией в пределах оренбургской части восточного борта Предуральяского прогиба и зоны передовых складок Урала». Отчет по договорной теме с ОАО «Оренбургская геофизическая экспедиция», Пермь. – 2008. – 133 с.

УДК 550.837

Способ измерения полуосей полного эллипса поляризации магнитного поля.

А.Н. Ратушняк, А.Д. Коноплин

geo_info@mail.ru

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Российская Федерация.

Abstract. The method of electromagnetic prospecting based on measurement of rotational invariants of magnetic field is proposed. The main advantages of the proposed method include the absence of the need for orientation of magnetic field sensor, which significantly simplifies carrying out prospecting and increases accuracy. The results of experimental survey are brought. The method may be applied in different variants of electromagnetic prospecting, including air born and borehole.

Исследования электромагнитными методами с возбуждением среды гармоническим полем наиболее часто связаны с измерением одной или всех пространственных компонент поля. Это создаёт определённые проблемы, вызванные необходимостью точной ориентировки измерительной системы датчиков в точке измерения. Во-первых, ориентировка сама по себе трудоёмкая операция, требующая времени, сравнимого с временем выполнения измерения, при этом ошибка ориентировки всё равно присутствует, как бы точно работы не выполнялись. Во-вторых, существует проблема, вызванная неровностью рельефа местности: направление на источник поля может, и практически всегда отличается от строго горизонтального, что требует соответствующего учёта. В третьих, если источник поля имеет достаточно большие размеры (напр. незаземлённая петля с длиной стороны в несколько десятков метров), то достаточно точное определение направления на его центр (как и точное определение координат центра) становится весьма непростой и трудоёмкой задачей. И даже если выполнять измерения в идеальных условиях, погрешность ориентировки всё равно остаётся. Основная проблема заключается в том, что в методах, основанных на измерении амплитудных отношений между пространственными составляющими поля незначительная ошибка в ориентировке датчика измерителя даёт существенную ошибку в результате. Решение перечисленных проблем стало поводом для поиска метода измерений, не зависящего от ориентировки датчиков в точке измерений.

Простейший и наиболее очевидный метод измерения инварианта поля — измерение модуля полного вектора хотя и легко реализуем, но обладает существенными недостатками: зависимость модуля вектора от распределения электропроводности изучаемой среды существенно слабее, чем зависимость от расстояния до источника, что требует значительных затрат на точное измерение этого расстояния, что в конечном итоге лишает всех преимуществ от отсутствия необходимости ориентировки. Другими амплитудными инвариантами являются величины большой и малой полуосей эллипса поляризации поля и более надёжным представляется подход, основанный на измерении этих характеристик.

Поляризация поля гармонического источника (напр. незаземлённой петли) в непроводящей однородной среде является строго линейной, но на поверхности проводящей среды к первичному полю добавляется вторичное поле токов, возбуждённых в среде первичным полем. Вторичное поле отличается от первичного по направлению и по фазе, поэтому поляризация суммарного поля в точке наблюдения становится эллиптической. Величины полуосей эллипса поляризации поля отражают распределение электропроводности в проводящем полупространстве.

Электромагнитные исследования, основанные на измерении характеристик эллипса поляризации известны давно [1, 2]. Известные ранее методы, однако, имеют те же недостатки, что и координатные измерения: необходимость ориентировки, причем прямое измерение полуосей предполагает поиск направления максимума и минимума, что является очень трудоёмкой задачей. Другие подходы основаны на фазочувствительных измерениях двух компонент поля в вертикальной плоскости, что тоже требует во-первых ориентировки в направлении плоскости поляризации, во-вторых привязки измерений к фазе возбуждающего сигнала.

В данном исследовании предлагается подход, позволяющий значительно упростить процесс измерения полуосей эллипса поляризации.

Рассмотрим следующую модель: гармоническое поле в точке наблюдения измеряется трехкомпонентным фазочувствительным измерителем, при этом зависимость напряжённости поля от времени выражается как:

$$H_x(t) = H_{0x} \cos(\phi_{0x} + \omega t); H_y(t) = H_{0y} \cos(\phi_{0y} + \omega t); H_z(t) = H_{0z} \cos(\phi_{0z} + \omega t),$$

где H_{0x} , H_{0y} , H_{0z} — амплитуды напряжённости по соответствующим осям, ϕ_{0x} , ϕ_{0y} , ϕ_{0z} — фазовые сдвиги, включая общий произвольный фазовый сдвиг, связанный с выбором начального времени отсчёта. Тогда квадрат мгновенного значения напряжённости будет выражен как:

$$H^2(t) = H_{0x}^2 \cos^2(\phi_{0x} + \omega t) + H_{0y}^2 \cos^2(\phi_{0y} + \omega t) + H_{0z}^2 \cos^2(\phi_{0z} + \omega t)$$

Квадрат напряжённости является инвариантом ориентировки осей датчика. Для нахождения экстремальных значений мгновенной напряжённости поля необходимо вычислить фазовый сдвиг, при котором квадрат напряжённости принимает соответствующие значения. Выполнив некоторые преобразования, получим выражение первой производной квадрата амплитуды по времени, которое равно нулю в точках экстремумов:

$$H_{0x}^2 \sin 2\phi_{0x} \cos 2\omega t + H_{0x}^2 \cos 2\phi_{0x} \sin 2\omega t + H_{0y}^2 \sin 2\phi_{0y} \cos 2\omega t + H_{0y}^2 \cos 2\phi_{0y} \sin 2\omega t + H_{0z}^2 \sin 2\phi_{0z} \cos 2\omega t + H_{0z}^2 \cos 2\phi_{0z} \sin 2\omega t = 0$$

Откуда найдём величину фазового сдвига точки экстремума:

$$\Delta \phi = -\frac{1}{2} \operatorname{atan} \frac{H_{0x}^2 \sin 2\phi_{0x} + H_{0y}^2 \sin 2\phi_{0y} + H_{0z}^2 \sin 2\phi_{0z}}{H_{0x}^2 \cos 2\phi_{0x} + H_{0y}^2 \cos 2\phi_{0y} + H_{0z}^2 \cos 2\phi_{0z}}$$

Зная этот фазовый сдвиг легко найти максимальное и минимальное значение мгновенной напряжённости поля:

$$H_a = \sqrt{H_{0x}^2 \cos^2(\phi_{0x} + \Delta \phi) + H_{0y}^2 \cos^2(\phi_{0y} + \Delta \phi) + H_{0z}^2 \cos^2(\phi_{0z} + \Delta \phi)}$$

$$H_b = \sqrt{H_{0x}^2 \sin^2(\phi_{0x} + \Delta \phi) + H_{0y}^2 \sin^2(\phi_{0y} + \Delta \phi) + H_{0z}^2 \sin^2(\phi_{0z} + \Delta \phi)}$$

Таким образом, предложенный метод позволяет находить величины полуосей эллипса поляризации поля без необходимости ориентировки измерительного датчика и без привязки фазы тока в источнике к измерителю. Это позволяет не только упростить и соответственно ускорить проведение съёмки, но и исключить класс погрешностей, связанных с неточностью ориентировки.

Для проверки работоспособности метода были проведены экспериментальные измерения на месторождении «Чусовское». В качестве источника поля была использована незаземлённая петля размером 100×100 м. Сила тока в контуре составляла 20 А (амплитудное значение), форма тока — прямоугольная, что позволило выполнить измерения на нескольких высших гармониках. Частота основной гармоники была выбрана равной 25 Гц, что позволило максимально разнести по частоте основную и высшие гармоники полезного сигнала от частоты помехи промышленной сети. В качестве регистратора сигнала был использован измеритель многочастотного комплекса индукционного зондирования [3] с трёхкомпонентным индукционным датчиком, при этом измерения выполнялись на нескольких гармониках основной частоты в частотном диапазоне 25 — 2700 Гц. Результаты измерений отношения большой полуоси эллипса поляризации к малой H_a/H_b на нескольких частотах по одному из профилей приведены на рис. 1. Проводящее рудное тело хорошо выделяется по знакопеременной аномалии на пикетах 75 - 100 м., что подтверждает работоспособность метода.

Рассмотренный подход может найти применение в широком классе исследований: в наземном варианте сокращается время и трудозатраты на проведение съёмки и повышается точность и воспроизводимость результатов; в набирающем в настоящее время актуальность варианте воздушной съёмки с применением беспилотных летающих аппаратов (БПЛА) отпадает необходимость ориентировки измерительной системы в воздухе, что значительно упрощает конструкцию и уменьшает несомую БПЛА нагрузку; метод может найти

применение в скважинном варианте электромагнитных исследований.

Рассмотренный метод был положен в основу изобретения [4].

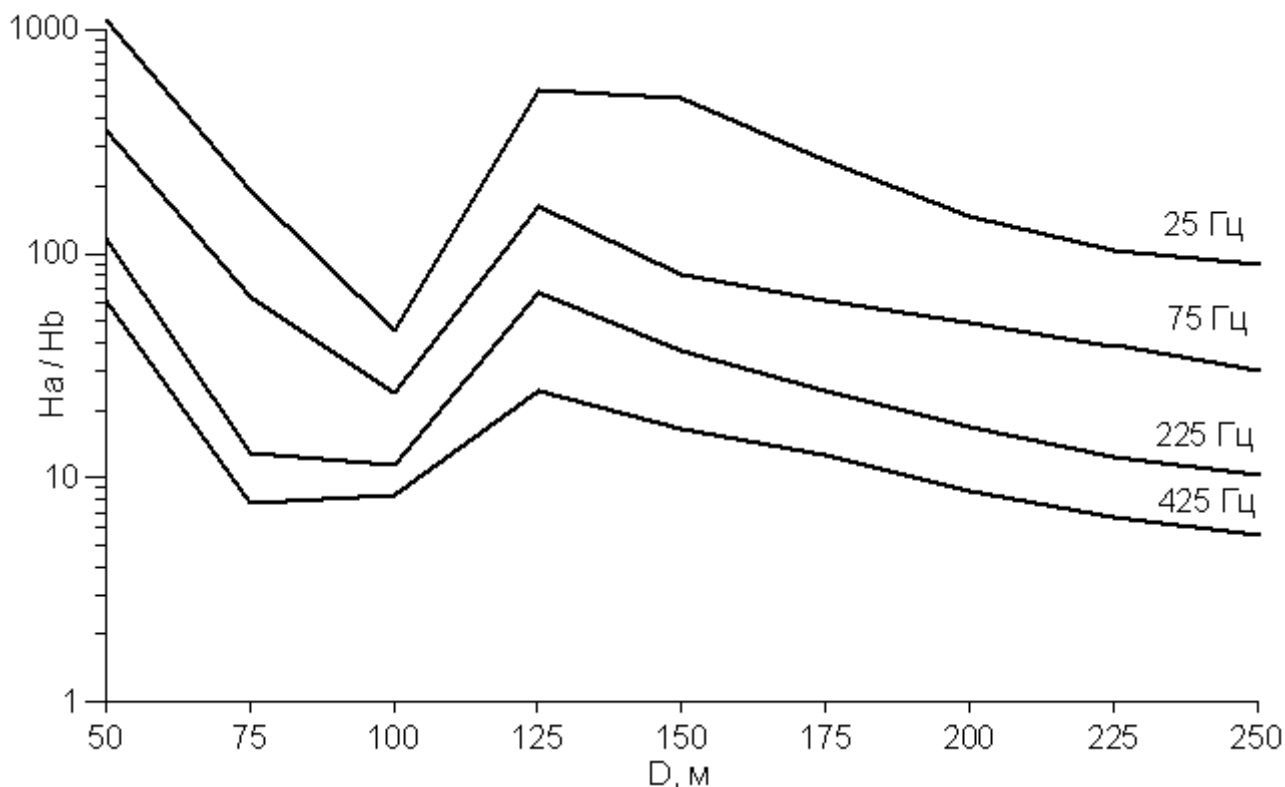


Рис. 1. Результаты измерения отношения полуосей эллипса поляризации на месторождении «Чусовское». По горизонтали — расстояние от стороны незаземлённой петли.

Литература.

1. Светов Б. С. Теория, методика интерпретация материалов низкочастотной индуктивной электроразведки. М.: Недра, 1973. 254 с
2. Якубовский Ю. В., Ляхов Л. Л. Электроразведка. М.: Недра, 1988. 395 с.
3. Арзамасцев Е. В., Коноплин А. Д., Астафьев П. Ф. Многочастотный комплекс фазочувствительного частотного индукционного зондирования // Датчики и системы. 2018. № 5. С. 55–60.
4. Ратушняк А. Н., Коноплин А. Д. Способ измерения полуосей полного эллипса поляризации магнитного поля и устройство для его осуществления. Заявка № 2021 132 606 от 18.11.2021.

УДК 550.83

**Объемные модели базит-ультрабазитовых поясов и массивов северной части
Южного Урала**

А.Л. Рублев, Н.В. Федорова

a.roublev@list.ru

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича

Уральского отделения Российской Академии Наук, Екатеринбург, Россия

The study of the structural features of the anomalous magnetic field in the northern part of the South Urals was carried out, magnetic anomalies from various layers of the earth's crust were identified, and the corresponding three-dimensional models of anomaly sources were built - the surfaces of basic-ultrabasic massifs and belts of magnetized rocks located in deeper layers. The results make it possible to clarify the position of deep faults in the upper crust of the Southern Urals and their relationship with deep mafic-ultramafic belts.

Для построения объемных моделей базит-ультрабазитовых поясов и массивов в северной части литосферы Южного Урала, расположенных на площади 200x100 км (рис. 1а) мы применили комплекс новых методов интерпретации магнитных аномалий, разработанный в лаборатории математической геофизики ИГФ Уро РАН [1], включающий следующие этапы: 1. Аппроксимация данных аномалий модуля магнитной индукции набором сингулярных источников с целью определения вертикальной составляющей магнитных аномалий. 2. Выделение аномалий от источников в различных слоях земной коры с помощью трансформаций исходных данных, основанных на аналитическом продолжении гармонических функций вверх и вниз на разные уровни. 3. Решение обратной задачи магнитометрии для определения поверхности намагниченных источников в слоях земной. Методы реализованы в программах с использованием параллельных вычислений для ПК с графическими ускорителями.

Изучение структурных особенностей аномального магнитного поля проведены с использованием региональной базы данных, основанной на аэромагнитных съемках масштаба 1:200 000. Для выделения аномалий от намагниченных массивов в верхних слоях земной коры вычислены трансформации для высот пересчета 2, 5, 10, 15 км. В результате изучения структурных особенностей аномального магнитного мы пришли к выводу, что при построении моделей источников аномалий верхнюю кору можно разделить на два слоя: от 0 до 5 км и от 5 до 15 км. Анализ распределения аномалий от приповерхностного слоя и данные геологического картирования исследуемого региона позволяют заключить, что магнитные аномалии в основном создаются базит-ультрабазитовыми массивами.

Магнитная восприимчивость горных пород уральских массивов может достигать $20000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, однако средние значения не превышают $6000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Для оценки намагниченности массивов ранее была проведена интерпретация двумерным методом по Тараташскому профилю ГСЗ. Результаты дали возможность оценить, что интегральная намагниченность массивов составляет 2-4 А/м. Учитывая результаты интерпретации на других уральских профилях ГСЗ при моделировании трехмерным методом была задана намагниченность 3 А/м.

Поверхности источников магнитных аномалий в каждом слое рассчитаны с помощью решения обратной задачи магнитометрии модифицированным методом локальных поправок [2, 3]. В результате итерационного процесса определена геометрия источников в каждом слое, при этом относительная погрешность отклонения модельных и исходных значений аномалий не превышает 1 процент. В верхнем слое (0-5 км) выходы на земную поверхность магнитных источников (рис. 1в) хорошо соответствует данным геологического картирования крупных базит-ультрабазитовых массивов (рис. 1б).

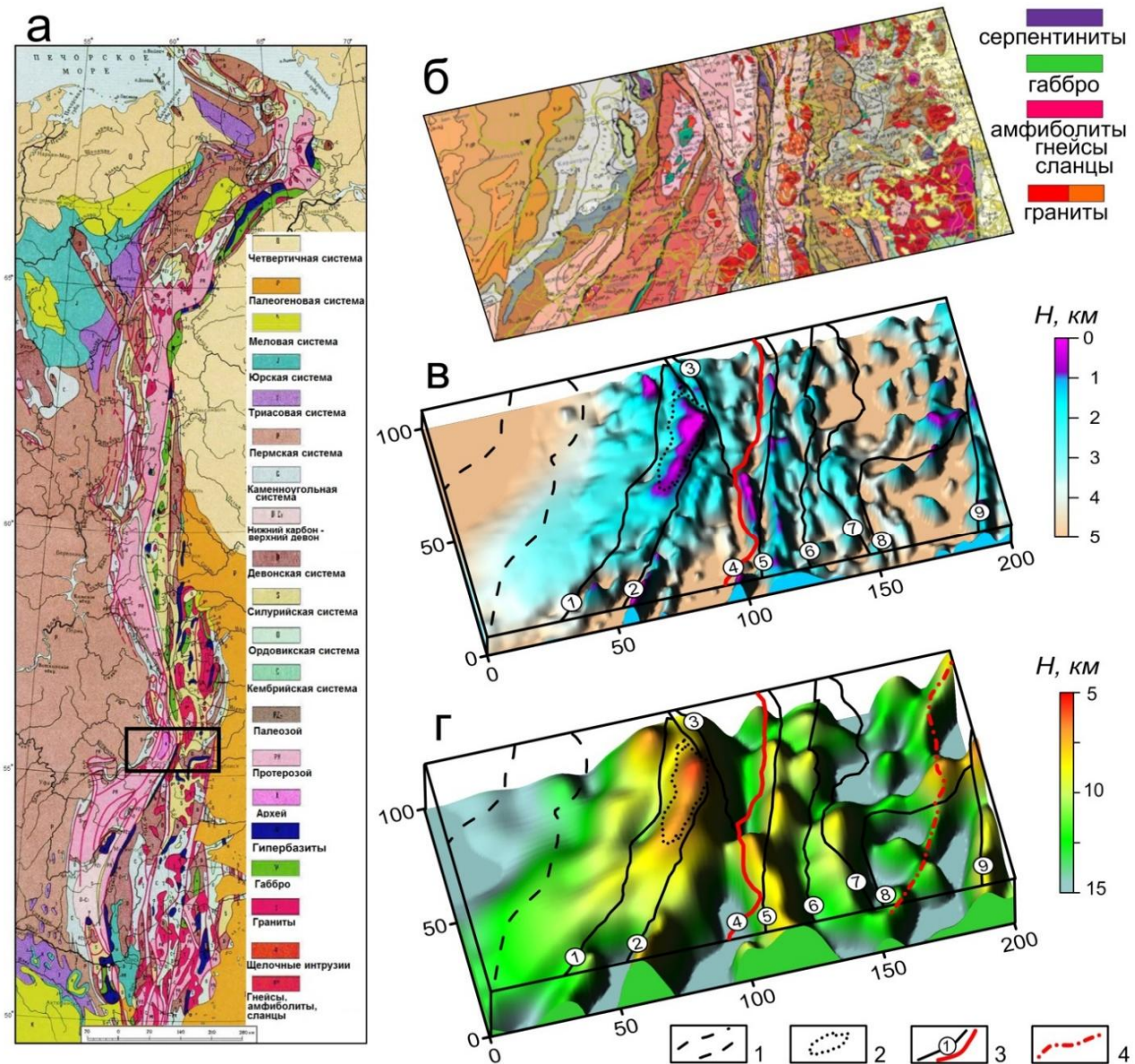


Рис. 1. Результаты моделирования намагниченных источников: а – геологическая карта Урала; б - фрагмент геологической карты северной части Южного Урала; в – источники в слое 0 - 5 км; г – источники в слое 5 - 15 км.

Обозначения 1 - границы Предуральского прогиба; 2 - Тараташский антиклинорий; 3 - глубинные разломы и их номера; 4 - выделенный глубинный разлом.

Построенные модели источников во втором слое (рис. 1г) позволяют проследить продолжение массивов на глубину и их связь с протяженными поясами, а также выделить новые разломы под гранитными массивами и осадочным чехлом.

Список литературы.

1. Мартышко П.С., Фёдорова Н.В., Рублев А.Л. Результаты моделирования источников магнитных аномалий в земной коре Среднего Урала // Доклады Российской академии наук. Наука о Земле, 2022. Т. 507. № 2. С. 303-308. DOI: 10.31857/S2686739722601715
2. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Федорова Н.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. Теория и методы комплексной интерпретации геофизических данных. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2016, 94 с.
3. Рублев А.Л. О выборе параметра регуляризации при решении обратной задачи магнитометрии // Уральский геофизический вестник. 2021. № 3 (45). С. 19-25.

УДК 550.831; 551.241

Гетерогенное строение литосферы Африкано-Антарктического сектора Южного океана на основе анализа потенциальных полей

Д.А. Рыжова

dasha_0292r@mail.ru

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

The structural analysis of potential fields of the south-eastern part of the Atlantic Ocean is presented, with the help of which, together with other geological and geophysical data, it is possible to solve many controversial problems of the structure and evolution of the tectonosphere. The studied area is characterized by different intensity and morphology of the anomalous gravitational and magnetic fields. The results of this study are the basis for further development of a model of the structure and evolution of the tectonosphere of the southeastern Atlantic Ocean.

Изучаемая область занимает юго-восточную часть акватории Атлантического и юго-западную часть Индийского океана, в которых расположены разнообразные морфоструктуры тектосферы формирование и история развития которых связана с распадом гондванских материков. В ней выделяются глубоководные котловины разного возраста, спрединговые и палеоспрединговые хребты, склоны хребтов, асейсмические хребты разного генезиса, глубинные разломы, подводные горы, плато и континенты (рис. 1). Разнообразие морфоструктур отражается в сложной картине аномального гравитационного и магнитного полей, свидетельствующей о гетерогенном строении коры и литосферы.

Цель работы заключается в качественном анализе аномальных гравитационного и магнитного полей и их трансформант для выявления разноглубинных плотностных неоднородностей в коре и подкорковой мантии, установления участков коры с разными характеристиками потенциальных полей и построения схемы структурного районирования.

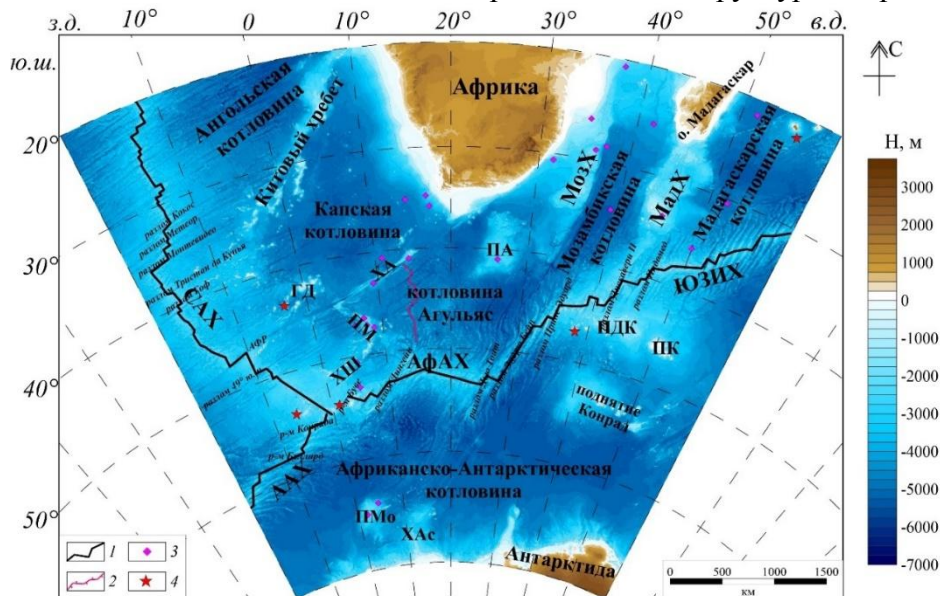


Рис. 1. Батиметрическая карта Африканско-Антарктического сектора Южного океана [9]. ААХ – Американско-Антарктический хребет, АфАХ – Африканско-Антарктический хребет, ГД – подводные горы Дискавери, МадХ – Мадагаскарских хребет, МозХ – Мозамбикский хребет, ПА – плато Агульяс, ПДК – поднятие Дель-Кано, ПК – поднятие Крозе, ПМ – поднятие Метеор, ПМо – поднятие Мод, САХ – Срединно-Атлантический хребет, ХА – хребет Агульяс, ХАс – хребет Астрид; ХШ – хребет Шона, ЮЗИХ – Юго-Западный Индийский хребет. Условные обозначения: 1 – ось срединно-океанических хребтов; 2 – ось полеоспредингового хребта; 3 – скважины глубоководного бурения (DSDP, ODP, IODP); 4 – горячие точки

В работе использованы аномалии силы тяжести в свободном воздухе [7] и в редукции Буге, рассчитанные с учетом сферичности Земли при плотности промежуточного слоя 2.67 г/см^3 [3], модель аномального магнитного поля [5], данные о рельефе [9] и возрасте дна [6] океана, а также данные по сейсмотомографии [8].

В поле силы тяжести в свободном воздухе исследуемый регион обладает как отрицательными, так и положительными значениями поля разной интенсивности (рис. 2). Котловины проявляются средними значениями поля, которые изменяются от -20 до 20 мГал. Сложный характер поля имеет Африканско-Антарктическая котловина, которую можно разделить на западную, центральную и восточную область. Поднятия Африкано-Антарктического сектора Южного океана характеризуются положительными аномалиями, амплитуда которых изменяется от 30 до 130 мГал, интенсивность аномалий которых зависит от типа коры. Срединно-океанические хребты представлены линейно-вытянутыми разной интенсивности аномалиями, которые в центральной части осложнены отрицательной аномалией до -60 мГал.

Исследуемый регион в поле аномалий силы тяжести в редукции Буге представлен преимущественно положительными значениями поля разной интенсивности в областях океанической, утолщенной океанической и переходной зоне. Океанические котловины характеризуются ярко выраженными повышенными значениями аномалий от 460 до 650 мГал. Области срединно-океанических хребтов характеризуются линейно-вытянутыми аномалиями пониженных значений по сравнению с котловинами, амплитуда которых меняется в пределах от 170 до 360 мГал. Срединно-Атлантический хребет в поле силы тяжести в редукции Буге разделяется на две области: северную и южную. Северная область, которая располагается выше Агульяс-Фолклендской разломной зоны, характеризуется узкой полосой с амплитудой аномалий до 360 мГал, южная, до тройного соединения Буве – широкой областью, интенсивность аномалий которой падает до 140 мГал. Поднятия Африкано-Антарктического сектора Южного океана также характеризуются пониженными значениями поля (от 130 до 450 мГал).

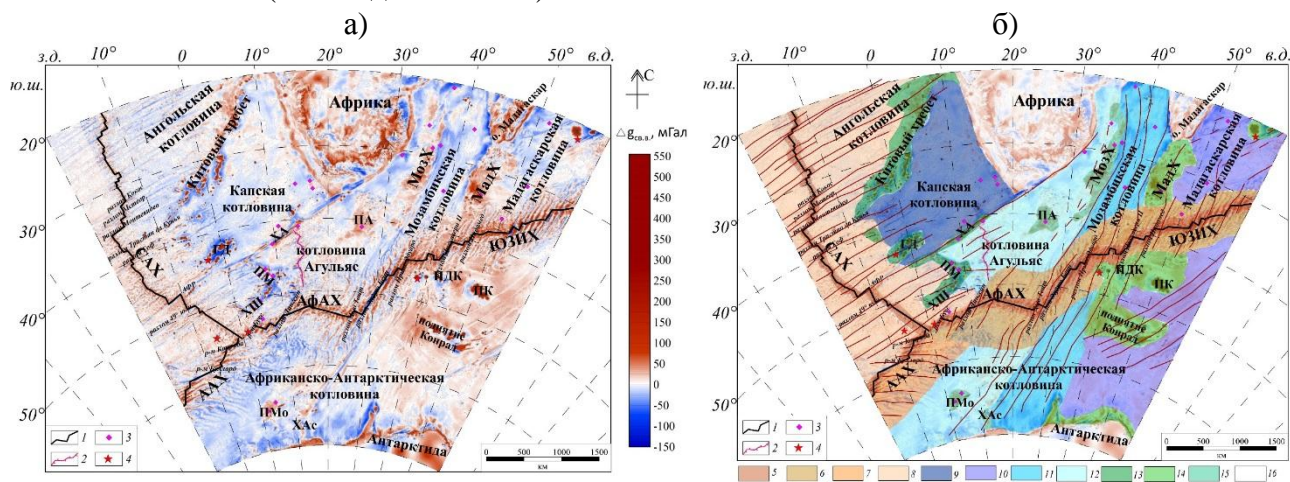


Рис. 2. Аномальное гравитационное поле в свободном воздухе [7] (а) и схема структурного районирования (б) Африкано-Антарктического сектора Южного океана. Условные обозначения см. на рис. 1. Цветом обозначены области, выделенные по анализу гравитационного поля в свободном воздухе: 5-7 – связанные с осью срединно-океанических хребтов и их флангам; 8-12 – связанные с глубоководными котловинами; 13-15 – подводных поднятий; 16 - континенты

Аномальное магнитное поле ΔT_a представлено преимущественно линейными знакопеременными локальными аномалиями разной интенсивности и простирания. На структурной карте аномального магнитного поля хорошо выделяются различные типы разломов, в том числе трансформные разломы и их пассивные следы, а также другие линеаменты. Эти линеаменты разделяют область исследования на различные участки с

различным простиранием, нарушением последовательности, амплитудой и густотой линейных аномалий (рис. 3). Границы областей проводятся по линиям изменения этих параметров поля, проходящим, как правило, в направлении, ортогональном преимущественному простиранию линейных аномалий, и следуют линиям разрыва непрерывности линейных локальных аномалий. Вдоль этих границ прослеживаются локальные знакопеременные аномалии того же простирания, что и границы. Границы изменения простираний серий магнитных аномалий, как правило, разделяют участки коры и литосферы, сформированные на разных спрединговых хребтах и имеющих разный возраст. Они представляют собой следы палеограниц плит, или шовные зоны литосферы, сформированные в результате перескоков осей спрединга, эволюции тройных соединений и других кинематических перестроек [4].

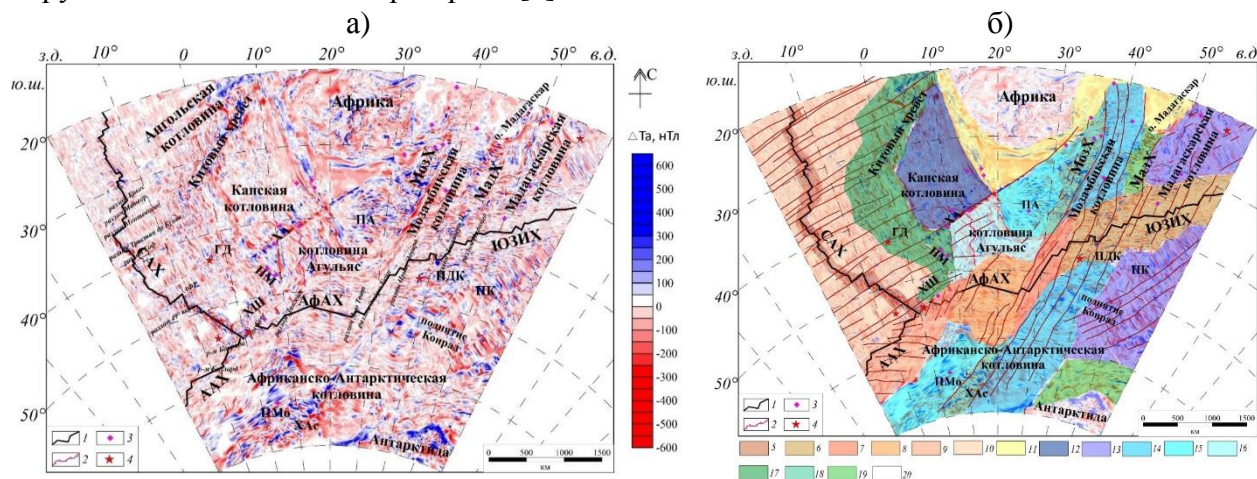


Рис. 3. Аномальное магнитное поле [5] (а) и схема структурного районирования (б) Африкано-Антарктического сектора Южного океана. Условные обозначения см. на рис. 1. Цветом обозначены области, выделенные по анализу магнитного поля: 5-10 – связанные с осью срединно-океанических хребтов и их флангам; 11 – переходные зоны континент-океан; 12-16 – глубоководные котловины; 17-19 – подводных поднятий; 20 - континенты

Анализ полей трансформант аномалий силы тяжести в редукции Буге показал, что в целом все компоненты поля — низко-, средне- и высокочастотная — имеют унаследованный характер: аномальные особенности, выделенные по средне- и высокочастотной компонентам, укладываются в границы областей и зон, выделенных по низкочастотной компоненте гравитационного поля, и высвечивают все более детальную картину поля аномалий силы тяжести по мере перехода от низкочастотной компоненты к высокочастотной.

По результатам структурного анализа потенциальных полей была построена схема районирования Африкано-Антарктического сектора Южного океана, элементы которой охарактеризованы с точки зрения гравитационного и магнитного полей. Разнообразие типов морфоструктур и сложный характер аномальных геофизических полей в Африкано-Антарктическом секторе Южного океана характеризуют гетерогенное блоковое строение литосферы и отражают сложную историю эволюции этого региона.

Выделены ряд областей, отличающихся по характеру аномальных гравитационного и магнитного полей, строению тектоносферы и истории развития:

- области с древней мощной океанической корой, которые приурочены к глубоководным котловинам (Мозамбикская, Мадагаскарская, Агульяс) и характеризуются интенсивными максимумами низко- и среднечастотной компонент поля силы тяжести, амплитудой более 450 мГал, и положительными аномалиями высокочастотной компоненты; отрицательными значениями компонент магнитного поля и знакопеременными малоамплитудными локальными аномалиями; возрастом океанического дна более 60 млн лет; глубиной дна более 5 км.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

- области с молодой океанической корой, образованные в результате спрединга (кора, сформированная на южном сегменте Срединно-Атлантического хребта) и характеризующиеся интенсивными региональными меняющимися аномалиями гравитационного поля и отрицательными аномалиями высокочастотной компоненты поля, нарушаемые вкрест простирания оси аномалиями, связанные с разломными зонами; меняющимися региональными аномалиями магнитного поля и линейными знакопеременными аномалиями с максимальной амплитудой в приосевой области спредингового хребта; возраст океанического дна от 0 до 10 млн лет в осевой области и более 15 млн лет на фланговых; изменение глубины с 2 км в приосевой области до 4 км на фланговых.

- области переходной зоны от континентальной литосферы к океанической, обладающие интенсивной градиентной зоной в низко и среднечастотной компоненте гравитационного поля; интенсивными отрицательными аномалиями в региональном магнитном поле; изменение глубины дна от 0 до 3 км; возраст океанического дна более 100 млн лет.

- области океанической литосферы с аномальной корой подводных поднятий, как правило, магматического происхождения (плато Агульяс, Мозамбикский хребет, хребет Метеор, поднятие Мод), которая характеризуется пониженными значениями поля низко- и среднечастотной компоненты и достаточно интенсивными локальными аномалиями в гравитационном поле; региональными положительными и локальными мозаичными обоих знаков аномалиями магнитного поля; глубиной дна 2-3 км; возрастом дна более 60 млн лет.

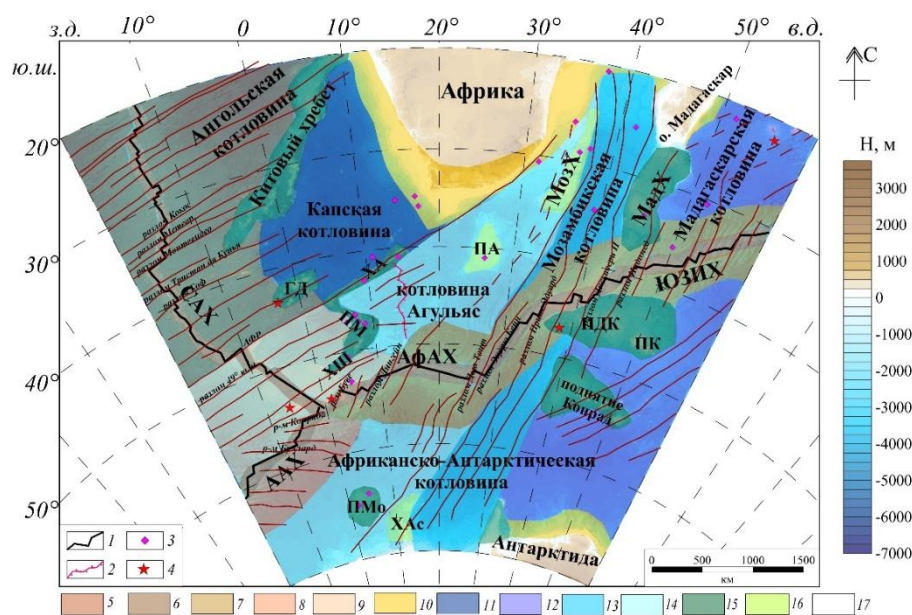


Рис. 4. Структурная схема аномального гравитационного и магнитного полей (наложенная на рельеф океанического дна): Условные обозначения см. на рис. 1. Цветом обозначены области, выделенные по анализу гравитационного и магнитного полей: 5-9 – области с океанической корой, образованные в результате спрединга; 10 – области переходной зоны от континентальной литосферы к океанической; 11-14 – области с древней мощной океанической корой; 15-16 – области океанической литосферы с аномальной корой; 17 – область континентов

Автор выражает искреннюю благодарность д.г.-м.н. Е.П. Дубинину и д.ф.-м.н. А.А. Булычеву за значимые замечания и важнейшие советы при проведении исследования.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда проект № 22-27-00110.

Литература

1. Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П. Совместный анализ гравитационного и аномального магнитного полей для изучения строения тектоносферы южной части Индийского океана // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2014. №6. С. 3–13.
2. Булычев А.А., Гилод Д.А., Соколова Т.Б. Анализ гравитационного и магнитных полей и данных сейсмотомографии юго-западного сектора Индийского океана // Геофизика. 2011. №4. С. 44-56.
3. Булычев А.А., Кривошея К.В., Мелихов В.Р., Зальцман Р.В. Вычисление аномального гравитационного потенциала и его производных на сфере // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 1998. № 2. С. 42–46.
4. Дубинин Е.П., Суцевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного соединения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. №5. С. 423 – 443.
5. Meyer B., Chulliat A., Saltus R. Derivation and Error Analysis of the Earth Magnetic Anomaly Grid at 2 arc min Resolution Version 3 (EMAG2v3) // *Geochem., Geophys., Geosystems*. 2017. V. 18. P.4522–4537. doi.org/10.1002/2017GC007280.
6. Müller R. D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W. R. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008. V. 9. Q04006. doi:10.1029/2007GC001743.
7. Sandwell D.T., Müller R. D., Smith W.H.F., Garcia E., Francis R. New global marine gravity from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. 2014. V. 346, N 6205. P.65–67 doi: 10.1126/science.1258213.
8. Schaeffer A. J., Lebedev S. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // *Geophysical Journal International*. 2013. V. 194. P. 417-449, doi: 10.1093/gji/ggt095.
9. Smith W.H.F., Sandwel D.T. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // *Science*. 1997. V. 277. P. 1957-1962

УДК: 523.42:551

Результаты аналитического продолжения магнитного поля Марса с орбиты в сторону источников

А.М. Сальников^{1,2}, А.В. Батов^{1,2}, И.Э. Степанова¹, Т.В. Гудкова¹

salnikov@ipu.ru, batov@ipu.ru, tet@ifz.ru, gudkova@ifz.ru

1 - Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

2 - Институт проблем управления им. В.А. Трапезникова РАН, Москва, Россия

We presented analytical downward continuations of the magnetic field of Mars at various distances, including the planet's surface. We solved the problem of analytical modeling of the magnetic field solved using S-approximation, a version of the linear integral representation method.

Построены аналитические модели магнитного поля Марса по спутниковым (<https://pds-ppi.igpp.ucla.edu/search/?sc=MAVEN&i=MAG>) и модельным [1] данным в районе посадки миссии InSight (4.5024° N, 135.6234° E) с помощью модифицированных региональных S-аппроксимаций, варианта метода линейных интегральных представлений. Представлены результаты математического эксперимента по аналитическому продолжению магнитного поля Марса с орбиты в сторону источников.

В основе метода S-аппроксимаций лежит метод так называемых линейных интегральных представлений, разработанный академиком РАН В. Н. Страховым [2, 3]. В рамках метода полезный сигнал задается в виде интегрального представления функции, гармонической в некоторой области.

Одним из вариантов метода линейных интегральных представлений является метод S-аппроксимаций, разработанный И.Э. Степановой [4, 5], заключающийся в аппроксимации поля суммой простого и двойного слоев, распределенных на некоторой совокупности носителей, залегающих ниже заданного рельефа. В рамках метода линейных интегральных представлений в целом и метода S-аппроксимаций в частности задачу линейной аппроксимации потенциала магнитного поля можно свести к задаче решения системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) вида

$$A\lambda = f_{\delta}, f_{\delta} = f + \delta f,$$

где матрица проектирования A – это, в общем случае, прямоугольная полная матрица размерности $N \times M$ с действительными коэффициентами $a_{ij}, i = \overline{1, N}, j = \overline{1, M}$, λ – неизвестный вектор-столбец размерности M , f_{δ} – вектор-столбец правой части размерности N наблюдаемого магнитного функционала, представленный в виде суммы векторов полезного сигнала f и помехи δf .

Основной вычислительный этап в рамках используемого метода S-аппроксимаций – решение СЛАУ большой размерности. Основные, подбираемые вручную, параметры модели – общее количество и параметры носителей простого и двойного слоев, аппроксимирующих магнитное поле. Так как исходные измерения всегда содержат погрешность, то для решения задачи с требуемой точностью также вводятся верхняя и нижняя границы нормы невязки.

Аномальное магнитное поле аппроксимировалось суммой простого и двойного слоев, распределенных на двух концентрических сферах. Глубина залегания сфер под поверхностью идеализированной планеты (референсная поверхность – сфера радиусом 3393,5 км) в различных экспериментах варьировалась от 0,1 км до 50 км, поскольку параметрами метода являются глубины залегания источников, эквивалентных по внешнему магнитному полю. При аналитическом продолжении поля в сторону источников варьирование параметров существенно не меняло результат, поэтому глубины выбирались с учетом априорной информации о возможных естественных источниках остаточной намагниченности. В настоящее время такой информации мало, поэтому использовались общепринятые предположения о локализации источников намагниченности в коре планеты. Также были учтены предложенные в [6] ограничения на глубину намагничивания. Были проведены различные эксперименты с глубиной залегания эквивалентных носителей

магнитных масс от 0,1 км до 50 км, поскольку в настоящее время предполагается, что Марс, вероятно, имеет толщину коры от 24 до 72 км [7]. Во всех случаях отношение евклидовой нормы разности левой и правой частей к евклидовой норме правой части не превышало 10^{-9} при разной глубине залегания эквивалентных носителей, что свидетельствует о достаточно высокой точности аппроксимации.

Во всех экспериментах продолжение поля сохраняло свою структуру и связь с исходными значениями на расстоянии до 60 км (рис. 1) от начальных значений, но на расстоянии 90 км и далее поле распадалось (компоненты магнитного поля сильно возрастали по абсолютной величине и часто меняли знак). По этой причине аналитическое продолжение исходного поля на поверхность планеты с учетом сложного рельефа и сравнения результатов с данными магнитометра на поверхности планеты представляется пока недостаточно обоснованным.

Выбранные для итоговой демонстрации носители, эквивалентные по внешнему магнитному полю, распределены на двух концентрических сферах, залегающих на глубинах 1 км и 10 км ниже поверхности идеализированной планеты, что соответствует предполагаемым границам залегания магнитных масс в марсианской коре $\approx 1-10$ км [6]. Компоненты магнитного поля B_θ , B_φ , B_r на высоте 150 км были получены в результате решения обратной задачи с использованием модифицированных S-аппроксимаций. Итоговые аналитические продолжения магнитного поля вниз над рассматриваемой областью были построены на расстояния 30 км, 60 км, 90 км и на поверхность планеты с учетом рельефа.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00392, <https://rscf.ru/project/23-27-00392/>.

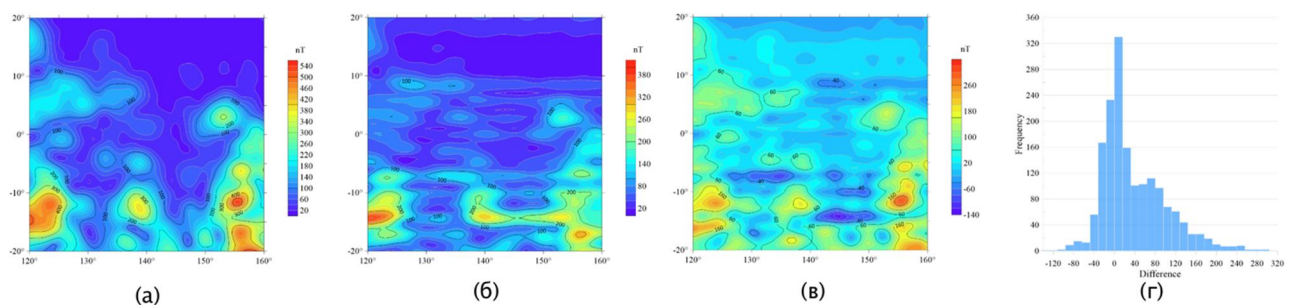


Рис. 1. Карты изолиний полного магнитного поля B на высоте 90 км по данным модели [1], полученные преобразованием (а) с использованием сферических гармоник и (б) аналитическими продолжениями вниз в рамках модифицированных S-аппроксимаций; (в) тепловая карта различий значений между (а) и (б); (г) частотная гистограмма различий значений между (а) и (б).

Список литературы

1. Langlais B., Thébault E., Houliez A., and Purucker M. E., A New Model of the Crustal Magnetic Field of Mars Using MGS and MAVEN // *J. Geophys. Res. Planet.* 2019. 124, 1542–1569.
2. Страхов В.Н. Метод линейных интегральных представлений при решении задач гравиметрии и магнитометрии / В.Н. Страхов, И.Э. Степанова, Л.В. Гричук, И.А. Керимов, А.В. Страхов // *Геофизика и математика: Материалы 1-й Всероссийской конференции.* – Москва: ОИФЗ РАН, 1999. – С. 173–183.
3. Страхов В.Н. Аппроксимационный подход к решению некоторых классических задач гравиметрии и магнитометрии / В.Н. Страхов, И.Э. Степанова // В сб. *Основные проблемы теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.* – Москва: ОИФЗ РАН, 1999. – С. 258–271.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

4. Страхов В.Н. Метод S-аппроксимаций и его использование при решении задач гравиметрии (локальный вариант) / В.Н. Страхов, И.Э. Степанова // Физика Земли. – 2002. – № 2. – С. 3–19.
5. Страхов В.Н. Метод S-аппроксимаций и его использование при решении задач гравиметрии (региональный вариант) / В.Н. Страхов, И.Э. Степанова // Физика Земли. – 2002. – № 7. – С. 3–12.
6. Johnson C.L., Mittelholz A., Langlais B. et al. Crustal and time-varying magnetic fields at the InSight landing site on Mars // Nat. Geosci. 2020, 13, 199-204.
7. Knapmeyer-Endrun B., Panning M.P., Bissig F. et al. Thickness and structure of the martian crust from InSight seismic data // Science. 2021. Vol 373, Issue 6553 pp. 438-443.

УДК 550.838

Применение визуализатора магнитного поля для идентификации магнитных минералов в образцах горных пород

Н.П. Сенчина, Н.И. Воронцова, В.И. Сигида, Е.А. Порохина

n_senchina@inbox.ru

Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, РФ

The paper considers the use of a magnetic field visualizer to study the internal structure of magnetic minerals, their relative position in rock samples. The visualizer is a plate that reacts by changing color to the impact of an intense magnetic field. If you place a sample containing inclusions of ferromagnetic minerals under the imaging plate, you can distinguish the boundaries of magnetic minerals and features of their internal structure - the presence of veins, cracks, and individual grains. In this work, the use of a plate for the study of magnetic minerals is tested.

Визуализатор магнитного поля (flux – детектор) – это полупрозрачная пластина с ферромагнитными частицами Fe_3O_4 , взвешенными в жидкости (суспензии), которые могут двигаться в тонком слое между прозрачными пленками. Частицы реагируют на магнитное поле и их перераспределение внутри пленки отражает интенсивность магнитного поля.

Магнитные индикаторы известны двух типов; первый окрашивается в темные тона, когда магнитное поле направлено под прямым углом к пленке (вблизи полюсов) и светлеет, когда направление магнитного поля параллельно пленке. Второй – модифицированная пленка-визуализатор, такая пластина лучше показывает неоднородности структуры и градиент поля, пленка принимает различную окраску (цвет) в зависимости от интенсивности магнитного поля (рис. 1). В пленках отсутствует жесткая фиксация ферромагнитной суспензии, что приводит к колебаниям расположения частиц при малейшем изменении поля. На пластине отражаются неоднородности магнитного поля, что позволяет выделять участки высоких магнитных свойств, например, магнитные минералы на плоских поверхностях спилов образцов.

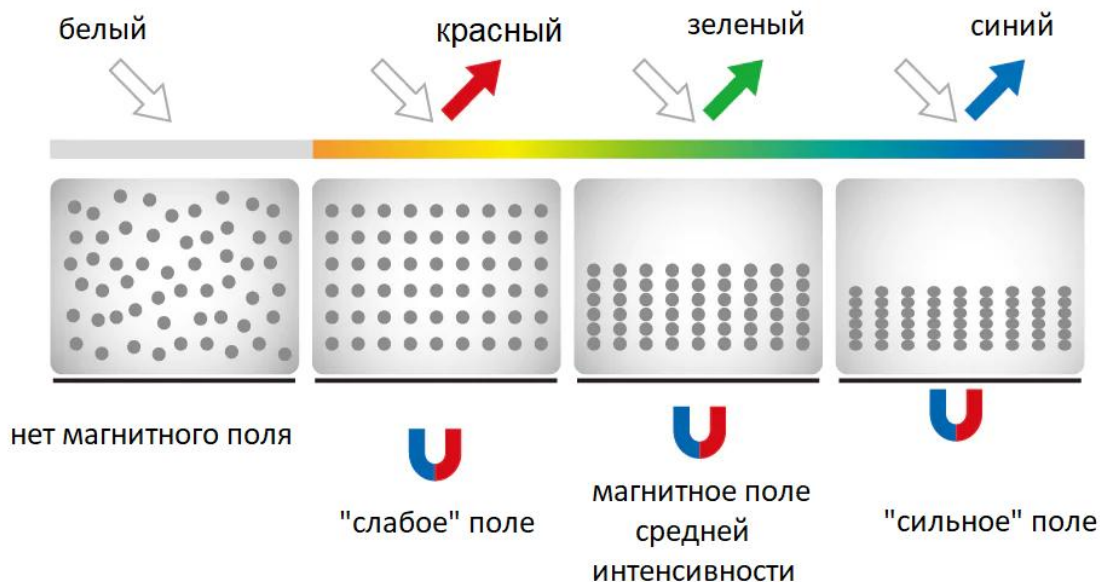


Рис. 1. Обобщенная схема изменения цвета на flux-детекторе второго типа в зависимости от интенсивности магнитного поля [8]

В процессе исследования такой индикатор авторы помещали на поверхность намагниченного внешним полем образца, содержащего ферромагнитные минералы.

В качестве примера для демонстрации рассмотрен образец титаномагнетитовых руд Волковского месторождения. Образец представляет собой аншлиф размером 2x2x1 см,

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

приполированный с одной стороны, медно-титаномагнетитовой руды Волковского месторождения (Средний Урал). Волковское месторождение медно-железо-ванадиевых руд расположено в Свердловской области, в 30 км к северу от г. Нижний Тагил. Главными рудными минералами являются титаномагнетит, борнит, халькопирит, апатит. Промышленную ценность в рудах месторождения представляет медь, а также попутно извлекаемые золото, серебро, палладий и др. Рудовмещающие габброиды неоднородны, различаются по составу аксессуарных минералов, по структурным и текстурным характеристикам [9].

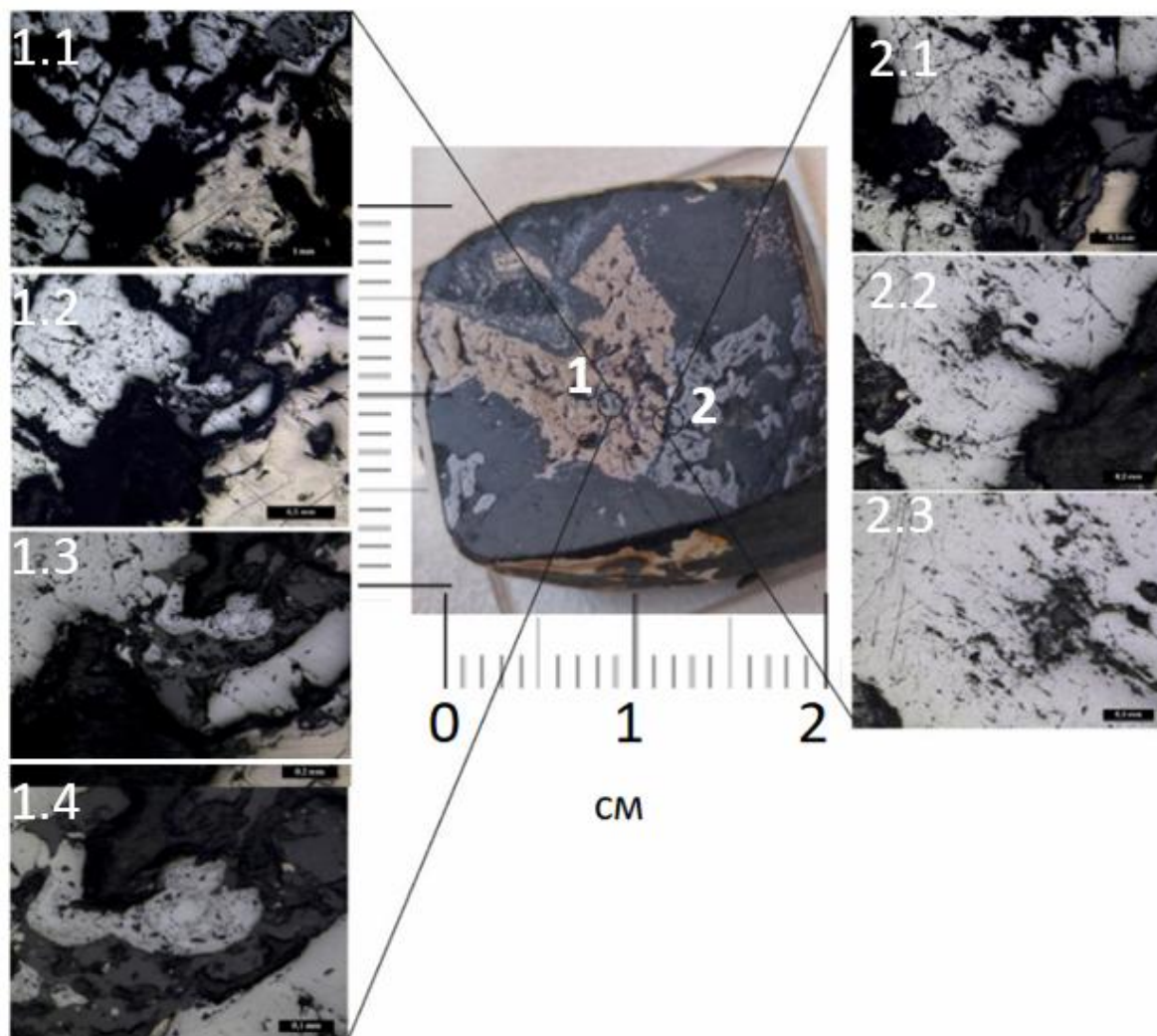


Рис. 2. Схема и привязка снимков к положению на образце (агрегат магнетита, ильменита, борнита в пироксене)

С помощью микроскопа Leica DM2700P в разных приближениях были сделаны снимки аншлифов в нескольких наиболее интересных точках для уточнения наличия и расположения в образце магнитных минералов. Первая точка съемки располагается у небольшого зерна магнетита (светло-серый), расположенного в борните (светло-коричневый) (рис. 53).

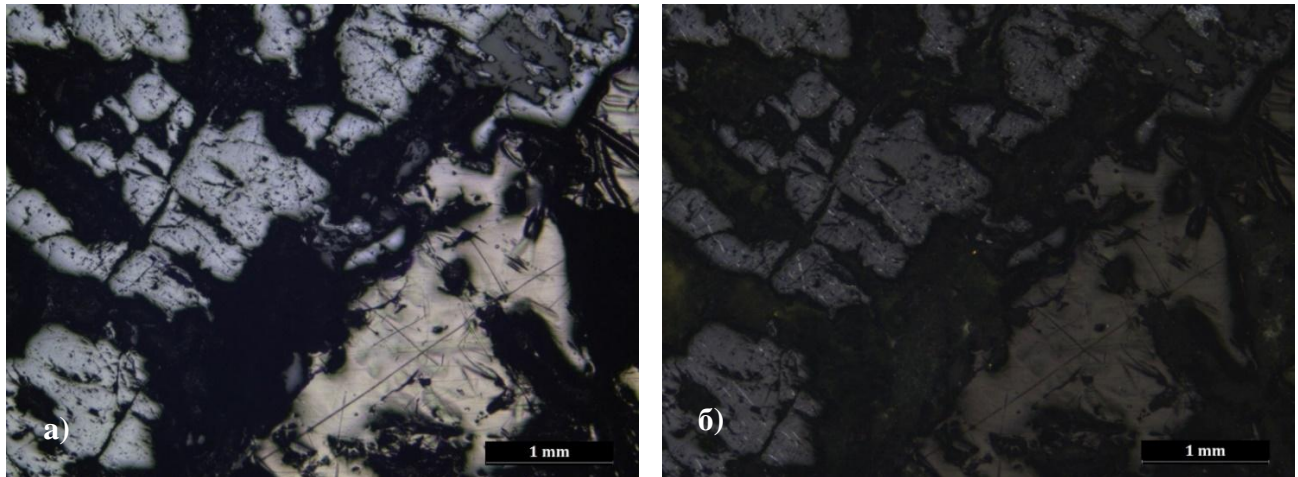


Рис.3. Контакт магнетита и борнита; а) без анализа, б) в скрещенных николях

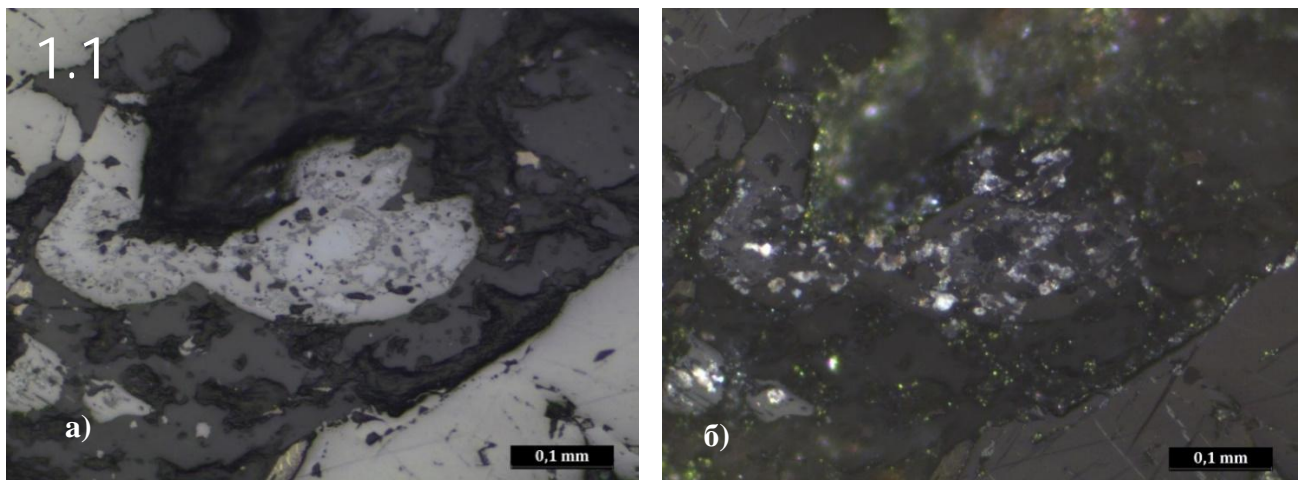


Рис. 4. Магнетит в жильном минерале с «примазками» лимонита; а) без анализа, б) в скрещенных николях

Далее рассмотрен стык магнетита и борнита – точка 2, фото (рис. 5 - б); светло-серые зерна неправильной формы – магнетит. При изучении в скрещенных николях (на снимке с анализатором (рис. 5, б) в магнетите отмечаются ламели ильменита. Наиболее темные участки на фото соответствуют жильному минералу (пироксену). Зерна светло-коричневого (кремового) цвета – борнит.

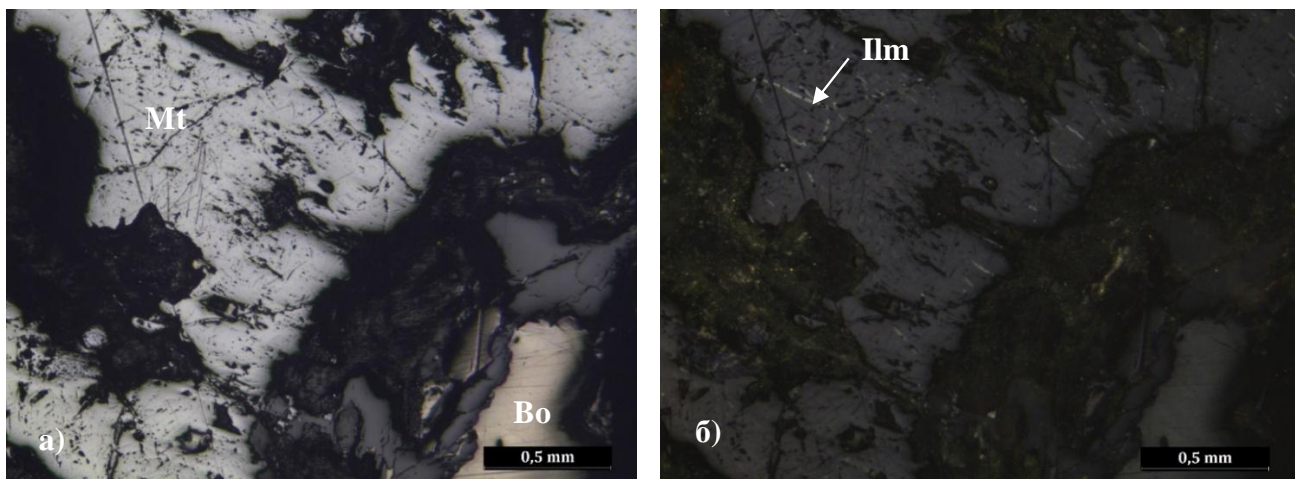


Рис. 5. Магнетит (Mt), ильменит (ламели в магнетите) (Ilm), борнит (Bo), пироксен (Px); а) без анализа, б) в скрещенных николях

При большем увеличении ламели анизотропного ильменита хорошо видны в скрещенных николях на фоне изотропного магнетита (рис. 5, б).

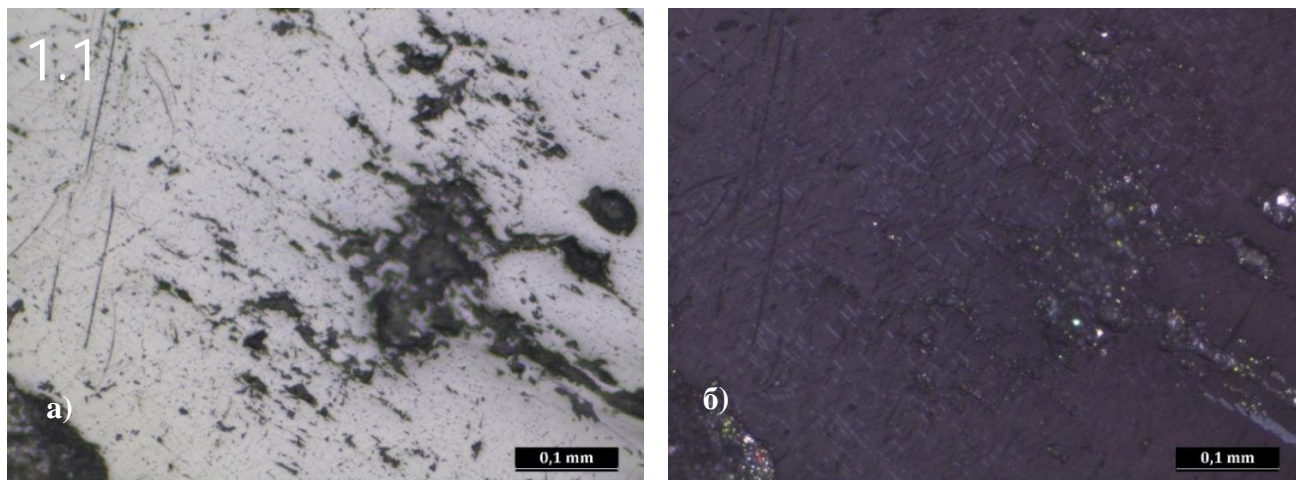


Рис. 6. Ламели ильменита в магнетите а) без анализа, б) в скрещенных николях

Микроскопические исследования позволили определить состав образца и выделить положение минералов, обладающих магнитными свойствами.

Далее авторы выполнили эксперимент с пластиной – визуализатором магнитного поля. Образец располагали на горизонтальной поверхности, пластину размещали сверху, вплотную к образцу. Исследуемые образцы магнитны изначально, но их поля слабоинтенсивны и не могут «сдвинуть» магнитные частицы. Подмагничивая образец неодимовым магнитом, смогли зафиксировать изменения на магнитном визуализаторе, связанные с наличием зерен магнетита.

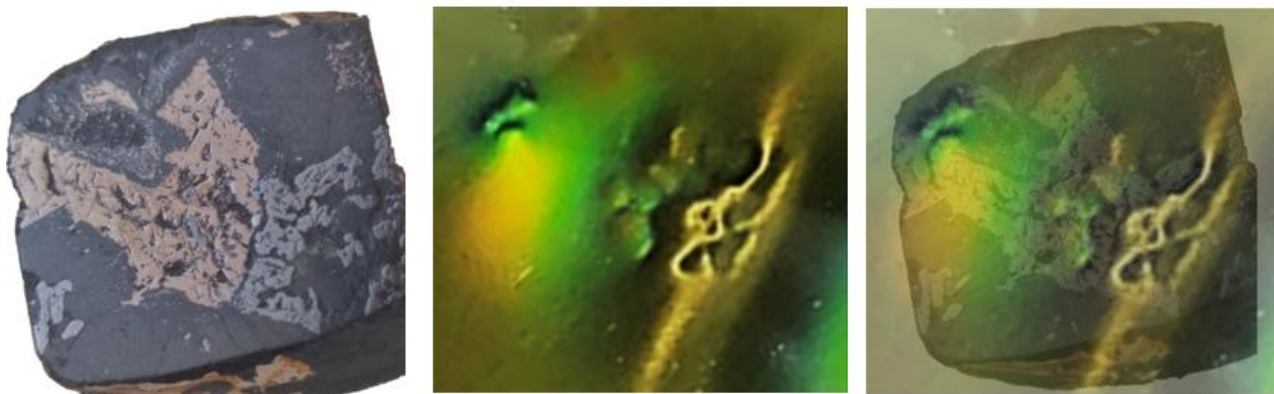


Рис. 7. Исследуемый образец, фото пленки flux-детектора и комбинация фотографий образца и пленки – магнитного визуализатора

Результаты эксперимента показывают работоспособность и применимость данного метода исследования для изучения структур руд, содержащих магнитные минералы, взаимного расположения зерен магнитных минералов в образцах. К сожалению, не видно собственное магнитное поле магнитных минералов, но конфигурация зерен проявляется при намагничении их внешним полем. Планируемые в дальнейшем работы состоят в опробовании детектора для решения прикладных геологических задач и в модификации пластины для усиления проявленности магнитных минералов.

Список литературы

1. Вахромеев Г. С., Давыденко А. Ю., Загорский В. Е., Макагон В. М. Геофизические и геохимические методы поисков редкометальных пегматитов, 1983 г., 122 с.,
2. Вонсовский С. В. Магнетизм: монография: Главная редакция физико-математической литературы изд-ва «Наука» – Москва, 1971 г. – 1032 с.
3. Дорфман Я. Г. Магнитные свойства и строение веществ: Государственное издательство технико-теоретической литературы – Москва, 1955 г. – 376 с.
4. Казин П. Е. Магнитные свойства веществ и материалов: конспект лекций: ХимФак МГУ – Москва, 2022 г. – 128 с.
5. Нагата Т. Магнетизм горный пород: Издательство иностранной литературы – Москва, 1956 г. – 212 с.
6. Новиков К. В. Магниторазведка: Учебное пособие. Ч. 1. – Москва, 2013 г. – 141 с.
7. Храмов А. Н., и др. Палеомагнитология: Недра, Ленинград, 1982 г., 312 стр.
8. <https://www.magnetshop.com/magnet-accessories/magnetic-field-viewer-card.html#1>
9. <https://www.elem.ru/ru/alleya-rudnykh-kamney/volkovskoe-mestorozhdenie-medno-zhelezo-vanadievyykh-rud/>

УДК 550.838:552.08 (571.1)

Петромагнитная характеристика горных пород доюрского основания Западной Сибири

Д.А. Сидоров

dasidorov3@tnc.rosneft.ru

ООО «Тюменский нефтяной научный центр»

The results of the study on magnetic susceptibility of West-Siberian megabasin pre-Jurassic basement rocks are presented. Differentiated dependency of magnetic properties from rock composition is shown. Updated consolidated petromagnetic characteristics of pre-Jurassic rocks for the areas under study can be used in interpreting the results of magnetic surveys.

На начальных этапах масштабного геологического изучения Западной Сибири материалы аэромагнитных съёмок широко использовались для региональных тектонических и геологических картопостроений. Наибольшую информативность данные магниторазведки показали при изучении геологии доюрского основания.

К настоящему времени почти вся территория Западной Сибири покрыта высокоточными аэромагнитными съёмками масштаба 1:50 000. Появилась возможность решать задачи локального геологического прогноза. Однако серьёзным ограничением для этого является слабая изученность магнитных свойств горных пород региона. В отношении фундамента эта проблема стоит особенно остро. Большинство результатов измерений магнитных параметров содержится в производственных отчётах и не публиковалось. В открытых литературных источниках представлены либо результаты, полученные на старой аппаратуре с низкой точностью [1, 2], либо разрозненные данные по отдельным площадям [3, 4], либо сводные справочные данные [5].

Представляемые результаты призваны частично сократить дефицит информации о магнитных свойствах пород доюрского комплекса (ДЮК) центральных, южных и западных районов Западной Сибири. В их основу положены около 4,5 тыс. измерений магнитной восприимчивости, выполненных на керне 203 скважин 88 площадей глубокого бурения.

Измеренные значения магнитной восприимчивости находятся в диапазоне пяти порядков: от $-1 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ до $20400 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, в основном за счёт магматических пород, для которых характерно повышение средних значений от кислых к основным. Пределы изменения магнитной восприимчивости осадочных и метаморфических пород гораздо уже и не превышают первых сотен $\cdot 10^{-5}$ ед. СИ (табл. 1).

При очень широких диапазонах изменения значений магнитной восприимчивости интрузивные разности характеризуются их бимодальным распределением (рис. 1а). У гранитоидов преобладает левый максимум: две трети значений не превышают $50 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, при этом почти четверть значений приходится на интервал $500-1000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. У основных и ультраосновных пород преобладает правый максимум со значениями от 2 до 5 тыс. $\cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Для эффузивных пород, особенно кислых и средних, характерно выраженное логнормальное распределение значений с растянутой правой асимптотой. Такой характер распределения значений магнитной восприимчивости магматических пород можно объяснить либо неравномерным обогащением разных порций внедряющихся магм ферромагнитными минералами, либо преобразованием части ферромагнетиков в парамагнитные минеральные формы вследствие окисления при выветривании или вторичных изменениях.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Табл. 1. Сводные значения магнитной восприимчивости пород доюрского основания Западной Сибири и её отдельных районов.

Группы пород	Значения магнитной восприимчивости, *10 ⁻⁵ ед. СИ (среднее / минимальное – максимальное)			
	Весь регион	Южные районы	Западные районы	Центр. районы
Интрузивные породы:				
кислые и средние	$\frac{257}{3 - 3167}$	$\frac{130}{3 - 3167}$	$\frac{306}{6 - 2480}$	
основные	$\frac{2770}{18 - 9458}$	$\frac{2920}{18 - 8185}$	$\frac{3378}{396 - 9125}$	$\frac{1956}{40 - 7945}$
ультраосновные	$\frac{4522}{35 - 20400}$	$\frac{2922}{35 - 9290}$	$\frac{5690}{72 - 20400}$	
Эффузивные породы:				
кислые	$\frac{46}{2 - 1238}$	$\frac{35}{3 - 886}$	$\frac{106}{2 - 1238}$	$\frac{34}{2 - 234}$
средние	$\frac{95}{9 - 1634}$	$\frac{81}{11 - 410}$	$\frac{65}{28 - 134}$	$\frac{369}{9 - 1634}$
основные	$\frac{866}{9 - 9230}$	$\frac{973}{9 - 7317}$	$\frac{898}{13 - 6435}$	$\frac{497}{13 - 3010}$
Метаморфические породы:				
кристаллические сланцы	$\frac{43}{3 - 377}$	$\frac{66}{7 - 377}$	$\frac{37}{3 - 254}$	
глинистые сланцы	$\frac{32}{3 - 170}$	$\frac{44}{9 - 122}$	$\frac{29}{3 - 170}$	$\frac{33}{13 - 73}$
глинисто-кремнистые сланцы	$\frac{27}{5 - 80}$		$\frac{27}{5 - 80}$	
глинисто-хлоритовые сланцы	$\frac{67}{13 - 580}$	$\frac{131}{42 - 580}$	$\frac{60}{52 - 182}$	
Осадочные породы:				
известняки, доломиты	$\frac{6}{-1 - 23}$	$\frac{6}{0 - 22}$	$\frac{11}{5 - 16}$	$\frac{6}{-1 - 23}$
глины, алевролиты	$\frac{41}{3 - 120}$	$\frac{45}{3 - 120}$	$\frac{33}{29 - 36}$	$\frac{32}{13 - 66}$
песчаники, гравелиты	$\frac{38}{0 - 476}$	$\frac{60}{9 - 456}$	$\frac{25}{0 - 229}$	$\frac{120}{46 - 153}$
брекчии, конгломераты	$\frac{35}{2 - 337}$	$\frac{57}{8 - 337}$	$\frac{27}{12 - 58}$	$\frac{27}{2 - 171}$
сидеритизированные породы	$\frac{118}{50 - 282}$	$\frac{123}{51 - 282}$	$\frac{113}{50 - 240}$	$\frac{126}{50 - 219}$

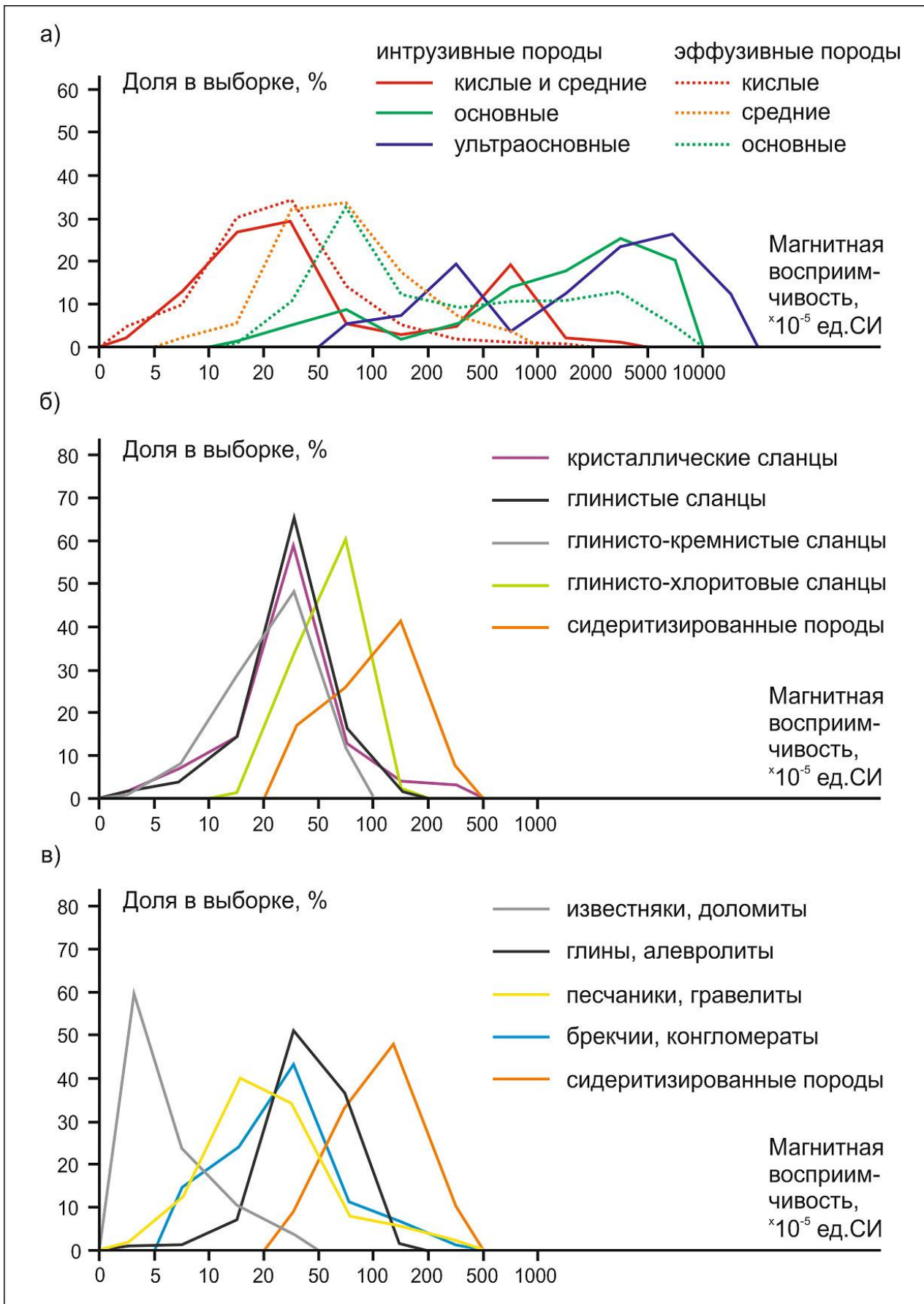


Рис. 1. Гистограммы распределений магнитной восприимчивости горных пород доюрского основания Западной Сибири.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Большинство значений магнитной восприимчивости метаморфических пород компактно сосредоточено в интервале $10-100 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Формы их распределения для кристаллических, глинисто-кремнистых и глинисто-сланцевых сланцев практически идентичны (рис. 2б). Лишь для хлоритовых сланцев, большинство из которых имеют аповулканогенную природу, значения немного выше, чем у остальных метаморфитов. Их более высокая магнитность обусловлена как пороодообразующим парамагнитным хлоритом и другими парамагнетиками с повышенной χ , так и микропримесями некоторых ферромагнетиков, небольшие содержания которых практически всегда устанавливаются при изучении пород в шлифах.

Магнитная восприимчивость слабометаморфизованных осадочных пород также невелика, и не превышает $500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а для подавляющего большинства образцов она ниже $100 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Но, в отличие от метаморфических пород, осадочные образования имеют характерную дифференциацию по магнитной характеристике в зависимости от состава (рис. 2в). Наименьшими значениями обладают карбонатные породы. Чистые известняки и доломиты немагнитны, а повышение магнитности наблюдается при наличии глинистой составляющей и прямо пропорционально её содержанию. Среди терригенных пород глинисто-алевритовые разности обычно более магнитны в сравнении с песчаниками, которые в большем количестве содержат немагнитные кварц и полевые шпаты. Большая удельная поверхность глинистых частиц способствует адсорбции мельчайших зерен и аутигенных агрегатов парамагнитных и ферромагнитных минералов.

В отдельную группу с преобладающими значениями $100-200 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ выделяются сидеритизированные, как правило, апотерригенные породы, вне зависимости от их структурно-текстурных особенностей и степени метаморфизма.

Сопоставление полученных петромагнитных характеристик пород с аномальным магнитным полем показывает, что оно, в общем, отражает пространственное размещение сильномагнитных и слабомагнитных пород. Высокомагнитные базиты и гипербазиты тяготеют к зонам концентрации положительных магнитных аномалий. Слабомагнитные гранитоиды и осадочно-метаморфические комплексы тяготеют к участкам преобладания отрицательных значений магнитного поля. Но в деталях картина намного сложнее. Нередко наблюдаются отличия от указанных закономерностей, а также отмечаются региональные тренды изменения средних значений между отдельными районами, не выраженные в аномальном магнитном поле.

На юге Западной Сибири в Уватском районе гранитоиды обладают наибольшим для своей группы диапазоном значений магнитной восприимчивости, но наименьшим средним значением. Зона их распространения характеризуется средним уровнем магнитного поля. Для участков распространения гипербазитов, как и следовало ожидать, характерны положительные магнитные аномалии. Базиты чаще встречаются в градиентных зонах магнитного поля. Аналогичная приуроченность характерна для многих кислых и средних эффузивов, несмотря на то, что их, как средняя, так и максимальная магнитная восприимчивость на порядок ниже. Форма изоаномал даёт основание предполагать, что в локальной составляющей поля зоны распространения базитов трансформируются в положительные магнитные аномалии, а кислых эффузивов – в отрицательные.

На западе Западной Сибири все изученные кислые горные породы приурочены к участкам отрицательного магнитного поля, несмотря на то, что их средняя магнитная восприимчивость более чем в два раза выше, чем у гранитоидов Уватского района.

Большинство пород основного состава приурочены к положительным аномалиям, а скважины, вскрывшие ультраосновные породы, находятся на участках знакопеременного магнитного поля. Но, так же как и для южных районов Западной Сибири, в её западной части по характеру изолиний можно предполагать, что в локальной составляющей поля эти участки трансформируются в узколокальные положительные аномалии.

Наиболее противоречивая ситуация наблюдается на Северо-Варьганском участке, детально изученном петромагнитными исследованиями. Здесь практически немагнитные

кислые эффузивы и карбонатные породы приурочены к положительной магнитной аномалии, а основные – к отрицательной. Этот парадокс, по-видимому, объясняется тем, что петрофизические неоднородности здесь намного выше разрешающей способности магниторазведки и плотности бурения. Поэтому истинные источники аномалий, по-видимому, разломные интрузии долеритов, не были вскрыты скважинами. В целом же для центральной части Западной Сибири, отмечается приуроченность изученных высокомагнитных базитов к положительным аномалиям магнитного поля, а слабوماгнитных метаморфических пород к участкам его пониженных значений, хотя закономерности здесь выражены слабее, чем на периферии региона.

Установленные закономерности связи магнитной восприимчивости с составом пород доюрского основания Западной Сибири показывают, что интенсивные магнитные аномалии региона создаются наименее изменёнными вулканогенными породами, преимущественно, основного и ультраосновного состава, обладающими наибольшей магнитностью. В редких случаях магнитное поле может быть повышенным над интрузиями некоторых типов гранитоидов и пород среднего состава, для части которых также установлены повышенные значения магнитной восприимчивости. Аномалии, связанные с неоднородностями осадочных и метаморфических формаций, незначительны. Они могут быть доступны для выделения современной магниторазведочной аппаратурой, однако обосновать их геологическую природу без петрофизического обеспечения весьма затруднительно.

Объём выполненных исследований позволил выявить лишь общие закономерности петромагнитной характеристики фундамента изучаемого региона. Тем не менее, полученные данные существенно дополняют и конкретизируют петрофизическую базу для интерпретации результатов магнитных съёмки в западных, южных и центральных районах Западной Сибири.

Литература

1. Туезова Н.А., Дорогиницкая Л.М., Демина Р.Г., Брюзгина Н.И. Физические свойства горных пород Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1975. – 184 с.
2. Петрофизика осадочных пород чехла древних и молодых платформ и нефтегазоносных структур на примере Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. М.: Недра, 1984. – 230 с.
3. Иголкина Г.В. Магнитные свойства долеритовых интрузий и их корреляция по данным скважинной магнитометрии. // Тюменская сверхглубокая скважина. Результаты бурения и исследования. Научное бурение в России. Сб. докл. КамНИИКИГС. Пермь, 1996. Вып. 4. с. 347-355.
4. Иголкина Г.В., Мезина З.С. Исследование магнитных характеристик пород при изучении нефтегазоносных бассейнов (на примере Кечимовского и Тевлинско-Рускинского месторождений Западной Сибири). // Электронный научный журнал «Нефтегазовое дело». 2013. № 2.
5. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. Под ред. Н.Б. Дортман. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1984. – 455 с.

Геофизические исследования для сохранения строений и сооружений

З.М. Слепак

Zakhar.Slepak@kpfu.ru

*Институт геологии и нефтегазовых технологий ИГиНГТ
Казанского федерального университета, Казань, Россия*

Annotation

The purpose of the study is to get acquainted with the results of geophysical measurements, first developed and applied by the author to preserve buildings and structures on the territory of the Kazan Kremlin. The display of geophysical measurement data made it possible to determine the technical condition of buildings, study the features of the anthropogenic layer and identify the remaining remains of ancient buildings in it and solve other problems. Recommendations were issued for the wide application of the developed methodology of geophysical surveys in other areas.

Введение

Важнейшей проблемой современных городов является сохранение и увеличение продолжительности функционирования памятников архитектуры, вновь возводимых строений и сооружений. Долговременность их существования в значительной степени зависит от влияний на их основания активных геологических процессов, усиливающихся в городских условиях техногенными воздействиями. С течением времени эти процессы приводят строения в аварийное состояние и могут приводить, к их разрушению [1].

Значительную роль в решении проблемы могут играть геофизические методы исследований, основанные на измерениях физических полей Земли, естественных и возбуждаемых искусственно в её верхних слоях. Эти методы не оказывают негативных воздействий на геологическую среду и экологию и успешно применяются на открытых территориях при решении многих геологических задач.

Результаты исследований

В условиях городов при наличии ограниченного пространства и многочисленных помех, создаваемых линиями электропередач, подземными переходами, коммуникациями, металлическими оградами и пр. эффективность геофизических методов в традиционной постановке резко снижается и их проведение становится бессмысленным.

Новый подход к применению геофизических методов на урбанизированных территориях заключается в выполнении геофизических измерений в режиме мониторинга. Идея мониторинга заключается в проведении геофизических измерений в одних и тех же пунктах на изучаемых площадях через определенные временные интервалы, устанавливаемые в зависимости от конкретно решаемых задач. Поскольку помехи в каждом отдельном пункте при повторных наблюдениях не изменяются, то необходимость их учета отпадает. При этом появляется возможность по разности проведенных измерений в каждом пункте в различное время выявить аномальные изменения полей, связанные с негативными влияниями геологических процессов. К таким процессам, в частности, относятся изменения гидрогеологического режима, проявляющиеся в динамике и интенсивности подземных вод, их скоплении вблизи зданий и строений и непосредственно под ними. Особый интерес представляют изменения, происходящие в верхней части геологического разреза, являющейся основанием для строений и решения задач археологии [3-5].

Впервые проведенные нами высокоточные гравиметрические измерения и электромагнитное зондирование становлением поля аппаратным комплексом «Импульс-авто М-1/0-20» в режиме мониторинга показали высокую результативность при решении задач инженерной геологии: определение технического состояния строений и сооружений.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Проведение полевых исследований в режиме геофизического мониторинга, состоящего из высокоточных гравиметрических измерений и электромагнитного зондирования становлением поля, оказалось особенно результативным при решении проблемы сохранения памятников архитектуры в Казанском кремле, расположенном на высоком Кремлевском холме [15-17]. Наблюдения заключались в проведении двух высокоточных независимых площадных гравиметрических съемок, выполненных в одних и тех же пунктах. Серия повторных независимых высокоточных гравиметрических измерений, проводимых на открытых площадках, непосредственно на участках памятников архитектуры и внутри их, а также специально разработанная методика обработки получаемых данных являлись сущностью гравиметрического мониторинга.

Первые гравиметрические наблюдения в режиме мониторинга нами были выполнены в северной части Кремлевского холма на участке, окружающем Башню Сююмбеки и бывший Губернаторский дворец (ныне резиденция Президента РТ).

По результатам повторных высокоточных гравиметрических измерений составлялись карты аномалий Буге. Сопоставление карт позволяло выявлять неприливные изменения гравитационного поля (создаваемые геологическими процессами) на изучаемых участках и объектах.

Результаты электромагнитного зондирования, проведенного на участке Башни Сююмбеки и Губернаторского дворца, подтвердили наличие резервуара скопления воды, установленного по данным гравиметрических наблюдений, выполненных в режиме мониторинга, и позволили уточнить некоторые детали его строения.

Высокая результативность геофизических исследований в сложных условиях выполнения больших объемов земляных, строительных и реставрационных работ была достигнута благодаря применению новой методологии геофизического мониторинга. Его применение позволило изучать изменчивость физических полей, обусловленных активными геологическими процессами. При гравиметрическом мониторинге не только отпала необходимость учета влияния земного рельефа, наличия зданий и сооружений, являющаяся практически невыполнимой задачей, но и были использованы сами строения для проведения геофизических наблюдений внутри них. Это способствовало существенному увеличению информации об особенностях и природе геологических процессов и исключению так называемых «белых пятен» на изучаемых площадях.

Высокая результативность исследований на рассматриваемой территории, несмотря на их выполнение в сложных условиях строительных и реставрационных работ, была достигнута благодаря применению впервые в мировой практике новой методологии геофизических измерений, разработанной автором, геофизическому мониторингу. Он, по существу, является новым научным направлением в инженерной геофизике и расширяет ее возможности при решении различных задач в условиях густой городской застройки.

Результаты гравиметрического мониторинга, проведенного в проездной части Башни Сююмбеки, позволили установить многолетнее негативное влияние грунтовых и техногенных вод на ее основание и фундамент, что создало необходимость принятия мер для его устранения [10-12].

Серия повторных высокоточных гравиметрических наблюдений, проводимых на открытых площадках, непосредственно на участках памятников архитектуры и внутри их, а также специально разработанная методика обработки получаемых данных являлись сущностью методологии гравиметрического мониторинга.

Для проведения измерений применялись высокоточные гравиметры типа Scintrex. Измерения оказались успешным при проведении измерений не только на земной поверхности, но и внутри памятников архитектуры и на крепостных стенах Кремля (рис. 1). Пункты измерений располагались у бойниц.

Анализ графиков измеренных значений поля позволяет определить его наиболее значительные вариации неприливных изменений силы гравитационного поля между пикетами 42-46, 51-61 и 69-74, в которых их значения составляют 20-50 мкГал

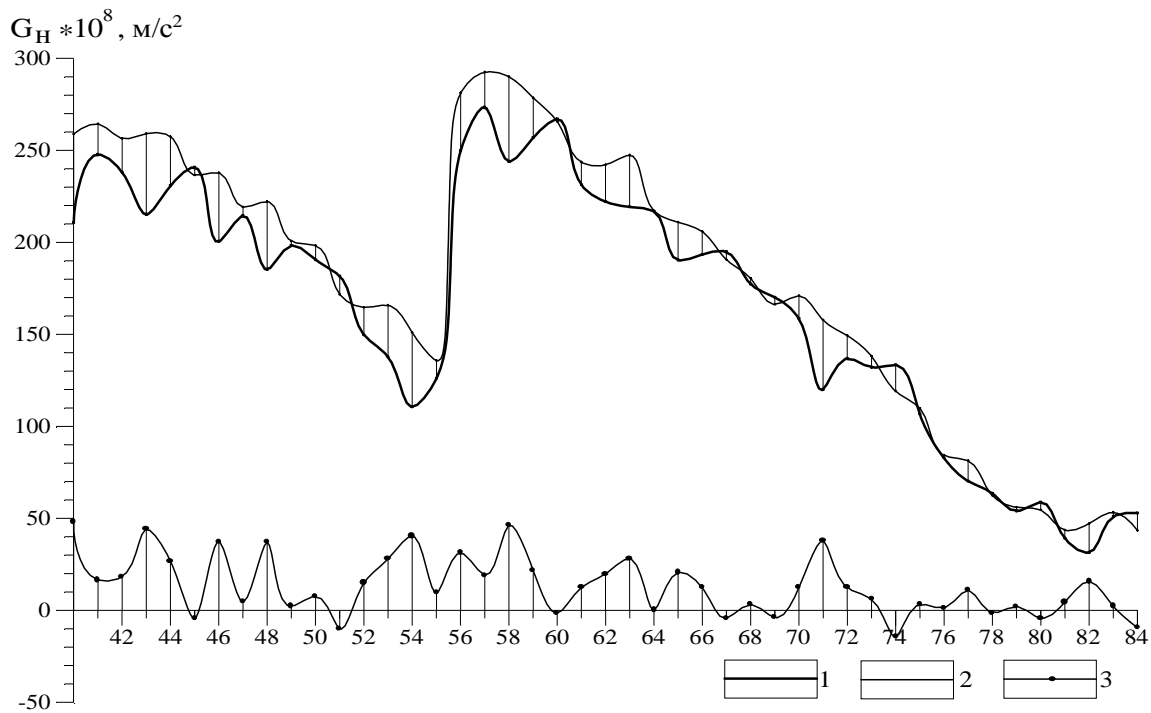


Рис. 1. Графики измеренных значений гравитационного поля и неприливных его изменений на восточной стене Казанского Кремля по профилю 11: 1 – измерения в декабре 1997 г.; 2 – измерения в июне 1998 г.; 3 – график неприливных изменений поля в период между циклами измерений

Метод электромагнитного зондирования становлением поля широко применяется в разведочной геофизике при решении различных геологических задач [6, 8, 11]. Однако используемая при этом аппаратура и традиционная методика измерений не позволяют осуществлять детальных зондирований верхней части геологического разреза, являющейся объектом исследований инженерной геофизики.

Аппаратурный комплекс «Импульс-авто М-1/0-20» предназначен для исследований ВЧР/. Учитывая эти возможности, мы впервые его использовали для решения инженерно-геологических и археологических задач. Результаты измерений представляются в виде горизонтальных срезов параметра суммарной электрической проводимости $S(H)$ и в виде вертикальных его разрезов вдоль профилей. Это позволило разработать эффективную методику картирования поверхностей постоянных значений параметра $S(H)$, соответствующих определенным литолого-стратиграфическим напластованиям [5-7].

Результативные материалы представлялись в цветном и черно-белом изображениях в виде вертикальных разрезов суммарной электрической проводимости $S(H)$ вдоль профилей, горизонтальных срезов суммарной электрической проводимости $S(H)$ на различных глубинах, карт поверхностей постоянных значений $S(H)$ в изолиниях абсолютных глубин (рис. 2).

Сравнительный анализ полученных данных позволял контролировать достоверность обработки материалов, а сопоставление результатов зондирований с данными бурения и результатами последующих археологических раскопок - оценивать надежность геологической интерпретации.

Следует отметить, что полученные результаты являются более результативными по сравнению с археологическими данными, которые выявляются при раскопках лишь фрагментарно [3]. Таким образом, рассмотренные результаты позволяют констатировать, что примененные методы геофизических исследований характеризуются высокой достоверностью и могут быть рекомендованы для их широкого применения на урбанизированных территориях.

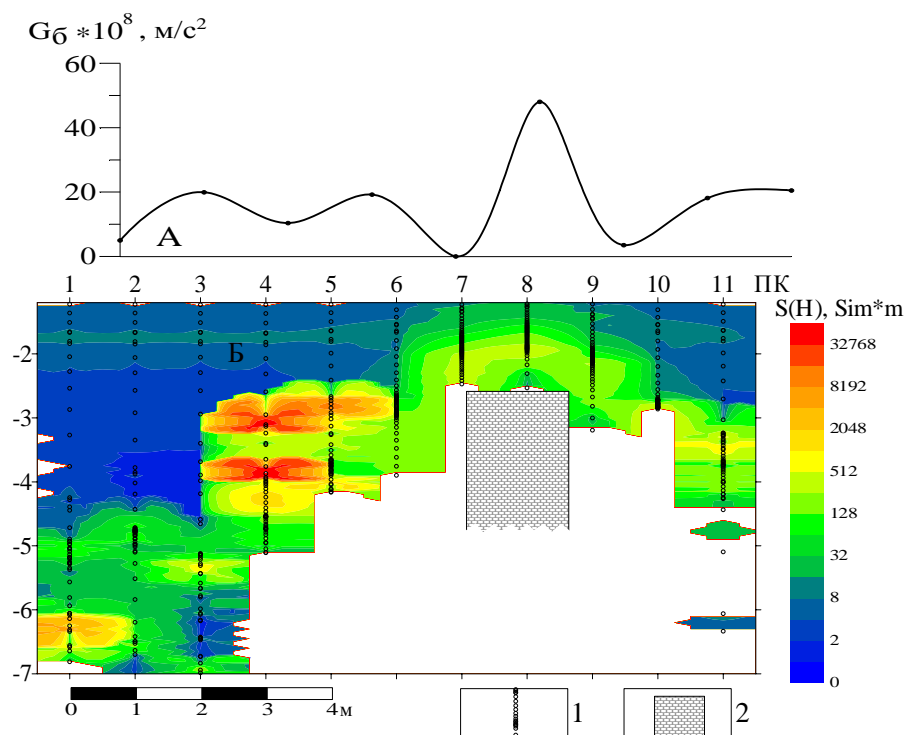


Рис. 2. График аномалии силы тяжести в редукции Буге и физико-геологический разрез суммарной электрической проводимости $S(H)$ вдоль профиля над каменной стеной в сквере у Благовещенского собора: 1 – пункты измерений значений $S(H)$; 2 – выявленная каменная стена.

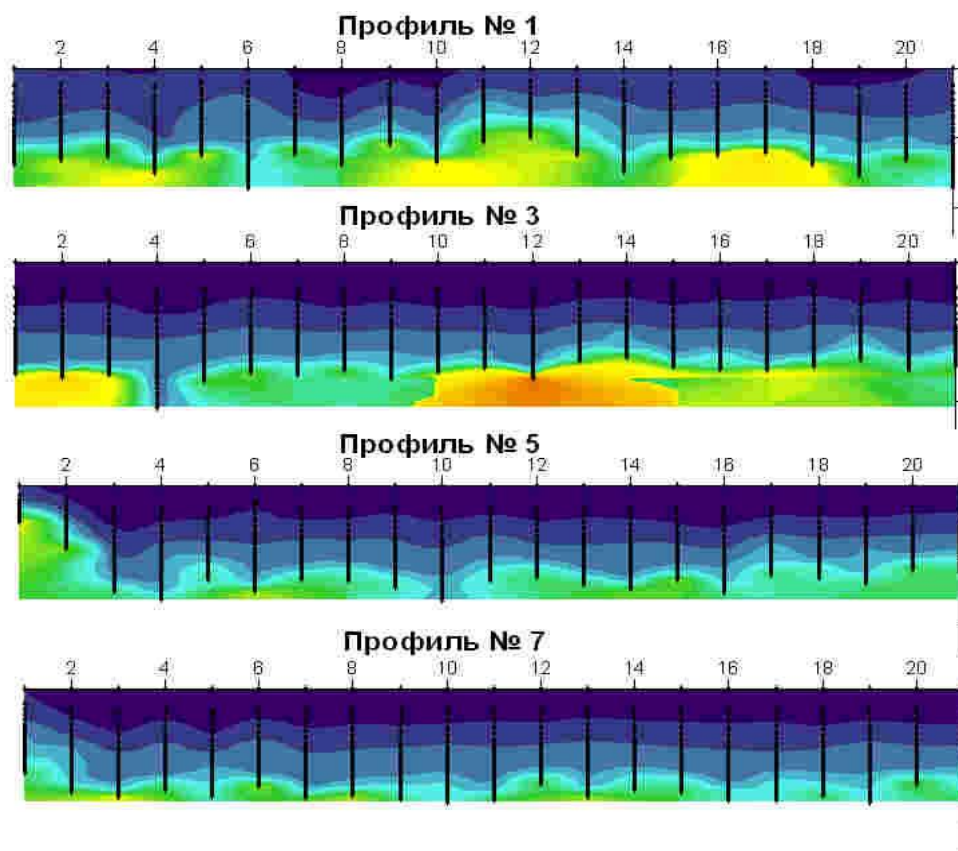


Рис. 3. Вертикальные разрезы параметра электрической проводимости $S(H)$ вдоль профилей 1 – 7 на участке Булгарского городища.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

В связи с установленной по археологическим данным стратиграфической шкалой, нами приведены результаты изучения слоистости антропогенных отложений по данным электромагнитного зондирования вдоль профилей 1, 3, 5, 7, пересекающих Булгарское городище (рис. 3). На профилях четко прослеживаются слои, каждый из которых соответствует определенному слою археологической шкалы.

Литература

1. Бахирева Л.В., Родина Е.Е. Инженерно-геологические исследования с целью сохранения архитектурно-исторических памятников на урбанизированных территориях (примеры зарубежного опыта) // Инженерная геология. - 1992. - №6. - С. 121-127.
2. Вязкова О.Е., Пашкин Е.М. Инженерная геология и сохранение памятников истории и культуры // Инженерно-технические вопросы сохранения памятников истории и культуры. - М.: Изд-во НМС МК СССР, 1989. - С. 6-15.
3. Слепак З.М. Разведочная геофизика в археологии. – Изд-во Казанского университета. – 2010. – 225 с.
4. Пашкин Е.М. Инженерно-геологическая диагностика деформаций памятников архитектуры. М.: Высшая школа 1998. 256 С.
5. Слепак З.М. Геофизический мониторинг при сохранении памятников архитектуры на примере Казанского Кремля. - Казань: Изд-во Казанского госуниверситета,- 1999.176 с.
6. Слепак З.М. Геофизика для города. М.: Изд-во «ГЕРС»,-2007, 240 с.
7. Slepak Zakhar. Complex geophysical investigations for studying the cultural layer and remains of ancient buildings in the territory of Kazan Kremlin, Kazan, Republic of Tatarstan, Russia // Archaeological prospection, 1997. - Vol. 4. - P. 207-218.
8. Slepak Z.M. Electromagnetic sounding and high-precision gravimeter survey define ancient stone building remains in the territory of Kazan Kremlin (Kazan, Republic of Tatarstan, Russia) // Archeological prospection, 1999, -Vol. 6, - P. 147-160.

УДК 550.8.053

Полуколичественная интерпретация площадных гравитационных и магнитных аномалий

А.В. Сметанин, А.К. Марченко

anatoly_smetanin@mail.ru, marchenkoak@rusgeology.ru

АО «Росгео», Иркутск, Россия

A technique of semi-quantitative interpretation of areal gravity and magnetic anomalies is described, which is based on the method of studying the quantitative characteristics of single-part elements of gradient zones. Examples of the use of the technique on the territory of the Siberian platform and its immediate environment are given.

Предложенный два десятилетия назад метод анализа одночастных элементов (мономеров) градиентных зон [1] получил своё развитие до создания технологии качественной интерпретации площадных гравитационных и магнитных аномалий. Это позволяет говорить о современном этапе качественной интерпретации, названной полуколичественной, определяемой как последовательность стандартных процедур с числовыми характеристиками мономеров градиентных зон (МГЗ) гравимагнитных аномалий для выявления структур геологического пространства и составления его модели без привлечения дополнительных данных и без решения обратной задачи в её классическом понимании. Основная задача полуколичественной интерпретации – изучение закономерностей изменения по площади параметров в различных диапазонах и выявление структур по одночастным элементам градиентных зон. Возможность развития обусловлена появлением ГИС-систем с разнообразными инструментами работы с пространственными объектами и их характеристиками.

Под количественными характеристиками гравимагнитных аномалий понимаются пространственно-определенные параметры мономеров градиентных зон, удовлетворяющих требованию относительного постоянства простираения (α), ширины (Ш), амплитуды (А) и градиента (Г). МГЗ часто встречаются, распределяются практически равномерно по площади и, при определенной квалификации, выделяются однозначно, что принципиально важно для выполнения работы различными исполнителями. Мономеры определяются по площадным аномалиям любого масштаба, как исходного поля, так и трансформант, с использованием векторных или растровых данных. Одночастные элементы градиентных зон выделяются однократно, информация о них хранится в геоинформационной системе, что позволяет работать с этими сведениями в интерактивном режиме любому специалисту.

Обязательная последовательность базовых процедур при полуколичественной интерпретации гравимагнитных данных содержит оценку пригодности исходных аномалий, выбор параметра преобразования, определение мономеров, анализ элементов в диапазонах, построение матриц интерполированных значений параметров, классификацию территории по близости к объекту-эталоно. Финальный этап полуколичественной интерпретации заключается в создании пространственной геологической модели территории, включающей количественную характеристику геологического пространства по данным мономерного анализа, выделенные морфоструктуры и их геологическое толкование с определением обстановок и процессов, приведших к их формированию, а также установленные структурные поверхности и слои.

При определённых навыках и автоматизации процесса ещё на стадии планирования геологопоисковых работ по архивным материалам можно составить геологическую модель и оценить возможности метода применительно к конкретной задаче. Одночастные элементы выделяются для одного масштаба съёмки по исходному полю и трансформантам единой, однако, результаты мономерного анализа могут использоваться в интерактивном режиме многократно любым специалистом в области интерпретации геофизических данных. Научный интерес представляют вновь выделенные структуры на недоступных для прямых

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

геологических наблюдений глубинах и их геодинамическая позиция. Количественные характеристики тектоносферы могут служить основой для моделирования геологических процессов в неоднородной среде с историей.

Методика опробована при региональных работах на нефть и газ на севере Иркутской области по данным съёмки масштаба 1:100 000 – 1:200 000, а также по открытым данным масштаба 1:2 500 000 на территории Сибирской платформы и её окружения [2, 3].

Авторы надеются, что предлагаемая технология найдёт широкое применение во всех случаях, когда используются площадные гравимагнитные данные масштаба 1:1 000 000 и крупнее.

Литература:

1. Сметанин А.В., Опыт динамической интерпретации гравитационных аномалий. Иркутск, 2000. URL: <https://cloud.mail.ru/public/WMtq/55utPJtih>.
2. Марченко А.К., Сметанин А.В., Марченко И.Н., Некоторые результаты высокоточных детальнейших гравиметрических измерений по сейсмическим профилям в условиях развития сибирских траппов // Геофизика. 2021. №1, стр. 41-45.
3. Сметанин А.В., Марченко А.К. Количественные характеристики гравитационных аномалий юго-востока Тунгусской синеклизы // Геофизика. 2022. №2. стр. 26-30.

УДК: 550.8.053

Вклад данных МТЗ в построение комплексных геолого-геофизических моделей нефтегазовых областей Восточной Сибири

Е.Ю. Соколова^{1,2}, И.С. Куприянов¹, Е.М. Большаков¹

sokol-1@mail.ru

1 - ВНИГНИ, Москва, Россия

2 - ИФЗ РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия

Abstract. Data on structural-material complexes supplied by modern magnetotelluric soundings are widely used to solve a number of important oil and gas prospecting problems: the study of upper part geological section inhomogeneities as well as cryolithozone; lithofacial analysis of sedimentary deposits; prediction of reservoir shielding properties and fluid saturation in target intervals; verification and refinement of stratification, composition and structural-tectonic features of various oil and gas rock complexes; the construction of oil-gas bearing regions' deep structural-material models, which serve as a basement of scientific prediction of hydrocarbons. Based on the materials of the study of the Yenisei-Khatanga trough and the Baikite antecline regions of Siberian craton, the bright examples of magnetotelluric soundings' contribution to the construction of integrated geological and geophysical models of oil-gas bearing regions are demonstrated.

С использованием данных о структурно-вещественных комплексах, поставляемых современными магнитотеллурическими зондированиями решаются важные задачи нефтегазового поиска: изучение ВЧР и криолитозоны; проведение лито-фациального анализа осадочных отложений; прогноз коллекторских\экранирующих свойств и флюидонасыщенности в целевых интервалах; верификация и уточнение стратификации, состава и структурно-тектонических особенностей различных нефтегазоносных комплексов; наконец, разработка моделей глубинного строения нефтегазоносных областей (НГО).

Главным вещественным параметром, изучаемым ЭР методами, является электропроводность геологической среды (или обратная величина – удельное электрическое сопротивление, УЭС), зависящая от глинистости осадочной толщи, водонасыщенности, пористости и минерализации вод, заполняющих пустоты различных породных комплексов. Этим определяется высокая чувствительность ЭМ методов по отношению к целевыми объектам нефтегазового поиска в Восточной Сибири - флюидизированным трещиноватым/кавернозным карбонатными или пористыми терригенными осадочным образованиям, а также возможность количественного оценивания величины открытой пористости нефтегазовых комплексов (НГК).

В Восточной Сибири ЭР работам благоприятствует достаточно низкий, в целом, уровень промышленных ЭМ шумов, однако существенны и факторы, усложняющие зондирования. Учет многочисленных геоэлектрических неоднородностей (как ВЧР, включая многолетнюю мерзлоту, так и глубинных - дислоцированность Рз этажа, траппы, дизъюнктивная тектоника и т.п.) требует применения адекватных методов анализа, а также подключения при интерпретации геологических сведений, гравимагнитных, сейсмических данных [1, 2; 3]. Наиболее эффективна кросс-верификация результатов электроразведки и сейсморазведки - двух методов, являющихся ядром нефтегазопроискового геофизического комплекса [4, 5]. В процессе их совместной интерпретации существенно снижаются основные риски принятия решений на поисковой стадии и при выработке тактики опорного и параметрического бурения. При этом роль электроразведочных методов существенно возрастает в районах с низким качеством сейсмических данных (дислоцированный осадочный чехол, высокоскоростные экраны, др.).

Материалы изучения регионов Байкитской антеклизы и Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП) дают яркие примеры вклада МТЗ в решение электроразведкой задач по выявлению вещественных параметров НГК, отдельных структурных задач нефтегазового поиска, а также при построении с использованием современных ГИС-системы глубинных геолого-геофизических моделей НГО, являющихся

фундаментом регионального научного прогноза углеводородов [6, 7]. Так, рисунок 1 демонстрирует результат уточнения морфологии поверхности фундамента восточной части ЕХРП с использованием различных материалов интерпретации МТ данных.

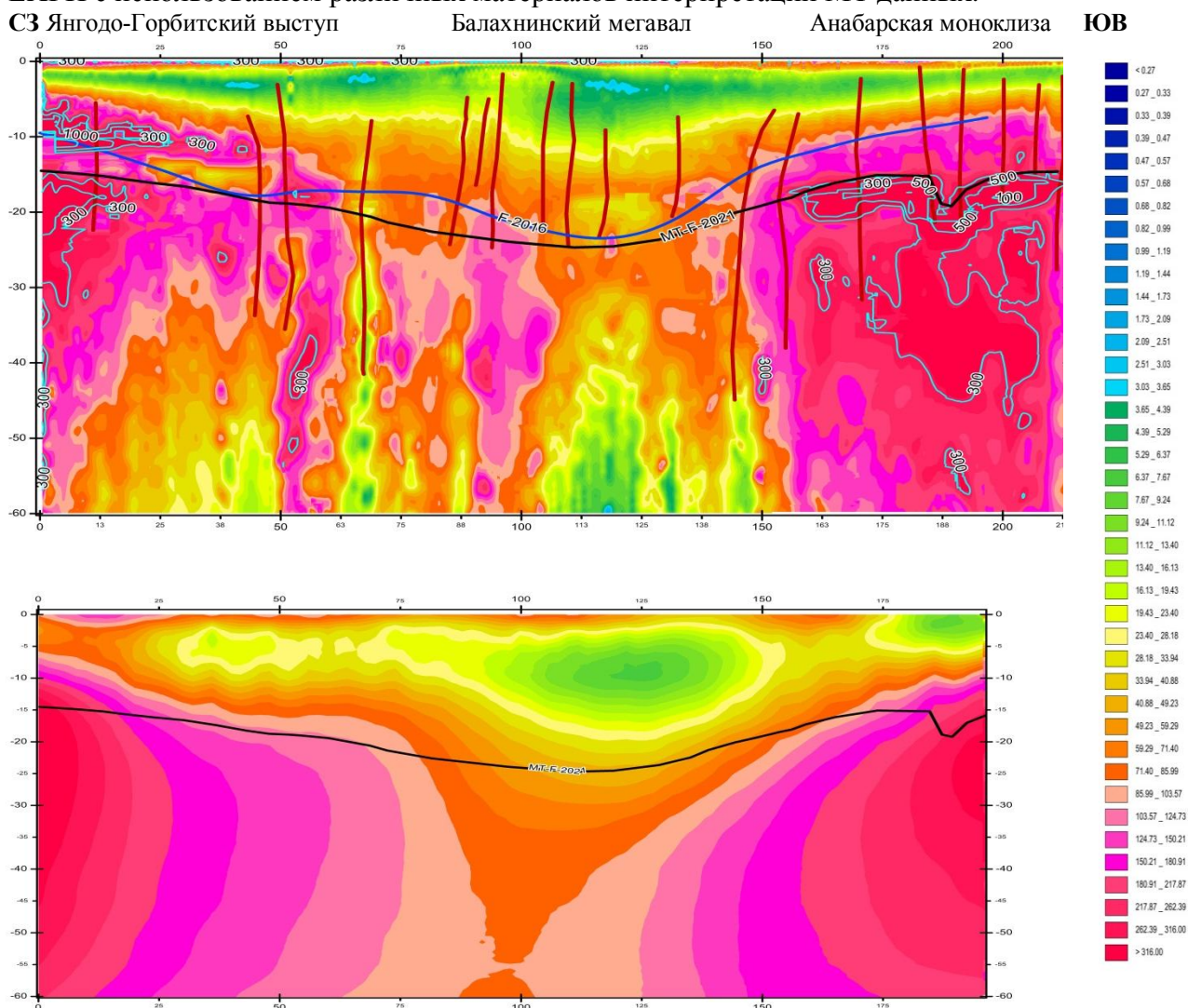


Рисунок 1. 1D геоэлектрический разрез по профилю 601 Восточно-Таймырской площади ЕХРП с изолиниями УЭС (голубые линии) и намеченными по МТ данным разломными зонами (красные линии) (верхняя панель) и соответствующее сечение объемной 3D модели глубинной электропроводности ЕХРП (по цветовой шкале УЭС в Ом·м) (по результатам [8] нижняя панель б). На оба разреза нанесена линия верхней кромки высокоомного основания (MT_F_2021), служащая опорой построения поверхности кристаллического фундамента для глубинной плотностной модели ЕХРП [6]. На панели (а) показано также положение фундамента, согласно более ранним представлениям (2016г., по сейсмическим данным, без учета электроразведочных).

Благодарности

Авторы выражают глубокую благодарность полевым геофизикам, осуществившим МТ наблюдения в тяжелых условиях Восточной Сибири, а также коллегам из ООО «Северо-Запад» за предоставление уникальной коллекции материалов зондирований для комплексного геофизического анализа и плодотворное сотрудничество.

Литература

1. Афанасенков А.П., Лыгин И.В., Обухов А.Н., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М. Объемная реконструкция тектонических элементов Енисей-Хатангской рифтовой системы по

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

- результатам комплексной геолого-геофизической интерпретации // Геофизика. – 2017.- 2.-С. 60-70.
2. Афанасенков А.П., Яковлев Д.В. Применение электроразведки при изучении нефтегазоносности северного обрамления Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2018. – № 7. – С. 1032–1052. DOI: 10.15372/GiG20180708.
 3. Яковлев Д.В., Кушнир Д.Г. Уникальные нефтегазоперспективные объекты по результатам региональных исследований на Таймыре. 2018. Геофизика. №3. С. 115-119.
 4. Кушнир Д.Г. Геодинамика полуострова Таймыр по геофизическим данным // Геодинамика и тектонофизика. – 2018. – Т. 9. –№ 1. – С. 81–92. DOI: 10.5800/GT-2018-9-1-0338.
 5. Андреев В.С., Бисеркин И.А., Большаков Е.М., Довыденко Г.М., Пиманова Н.Н., Соколова Е.Ю., Спиридонов В.А., Шпектров А.Л. О морфоструктурных и вещественных характеристиках магматических образований Енисей-Хатангского прогиба // Геология нефти и газа.- 2021.- №6 – С. 83–105. DOI: 10.31087/0016-7894-2021-6-83-105.
 6. Большаков Е.М., Бисеркин И.А., Куприянов И.С., Пиманова Н.Н., Соколова Е.Ю., Спиридонов В.А., Финкельштейн М.Я. Применение ГИС Integro при комплексном геофизическом изучении глубинного строения нефтегазоперспективных регионов // 2023, Геоинформатика, №1. В печати
 7. Черемисина Е.Н., Финкельштейн М.Я., Деев К.В., Большаков Е.М. ГИС INTEGRО.Состояние и перспективы развития в условиях импортозамещения // Геология нефти и газа. -2021.- №3.-С.
 8. Слинчук Г.Е., Яковлев Д.В., Яковлев А.Г., Андреев М.А., Широкова Е.П. Глубинная трехмерная геоэлектрическая модель Таймыра // Физика Земли. 2022. № 5. С. 60–75.

УДК 550.372; 550.377; 550.379

Использование геоэлектрических моделей земной коры при оценке негативных воздействий аномалий космической погоды: Арктический пояс РФ и ЕХРП

Е.Ю. Соколова^{1,2}, Е.Е. Маршалко³, И.С. Куприянов², Д.В. Епишкин⁴, Г.Е. Слинчук⁴, Д.В. Яковлев⁴

sokol_l@mail.ru

1 - ИФЗ РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия

2 - ВНИГНИ, Москва, Россия

3 - Финский Метеорологический Институт, г. Хельсинки, Финляндия

4 - ООО «Северо-запад», Москва, Россия

Abstract.

Using a global volumetric model of lithospheric electrical conductivity, a map of the "geomagnetic hazard" for the Russian Arctic Belt was constructed. The map reveals areas with abnormally large geoelectric responses to the external magnetic field disturbances. These geoelectric fields are capable of being "drivers" of geomagnetically induced currents (GIC) in grounded industrial structures. The "geomagnetic hazard" was also mapped in details for the territory of the Yenisei-Khatanga regional through (YKRT) with a help of unique experimental magnetotelluric sounding array data, collected in the result of the regional stage of the same name oil and gas province studies. This map made it possible to analyze the threats to YKRT industrial facilities which can be caused by GIC during anomalous space weather events. It is shown that the highest amplitude distortions of the telluric field are characteristic of the sides of the through adjacent to the Mountain Taimyr and Norilsk region, as well as the crystalline basement uplift area. The range of the geoelectric field variations was determined and estimates of its extreme values was obtained, which are prerequisites for calculating threshold GIC values in the design of cathodic and other protection systems for oil and gas infrastructure.

Модели геоэлектрического строения земных недр, получаемые по данным различных методов электрических и электромагнитных (ЭМ) зондирований (от малоглубинных на постоянном токе, до региональных наземных массивов МТЗ и глобальных спутниковых, использующих естественные низкочастотные геомагнитные поля) описывают неоднородности различных масштабов в распределении глубинной электропроводности. Эти неоднородности существенным образом влияют на характер взаимодействия внешних и внутренних оболочек Земли и объясняют большинство аномальных литосферных откликов на внешнее ЭМ возбуждение. Знание особенностей геоэлектрической структуры земной коры позволяет осуществлять прогноз амплитуд и пространственного распределения подобных аномалий для оценки угроз в связи с возникающими в заземленных промышленных конструкциях геомагнитно-индуцированными токами (ГИТ), которые представляют наибольшую опасность в УНЧ диапазоне геомагнитных возмущений [1, 2, 3 и др.].

В рамках настоящего исследования нами проводился анализ возможности и степени проявления связанных с ГИТ негативных воздействий аномалий космической погоды на хозяйственную деятельность в высокоширотных регионах РФ. При этом мы опирались на опубликованную глобальную модель электропроводности литосферы Земли [4], а также на более детальные представления о геоэлектрическом строении одного из активно изучаемых и осваиваемых регионов - Енисей-Хатангского прогиба [5].

С использованием первой из них было проведено изучение вариабельности теллурических полей, индуцируемых во время геомагнитных возмущений во всей полосе Арктической зоны РФ. Был использован прием ЭМ возбуждения объемной модели глубинной электропроводности однородными гармоническим магнитным полем в УНЧ диапазоне, благодаря которому для вышеуказанного высокоширотного региона были построены карты нормализованных теллурических полей – так называемые карты «геомагнитной опасности» [3; 6]. С их помощью были выделены высокоширотные области с

аномально большими геоэлектрическими откликами, способными быть «драйверами» экстремальных ГИТ (рис. 1).

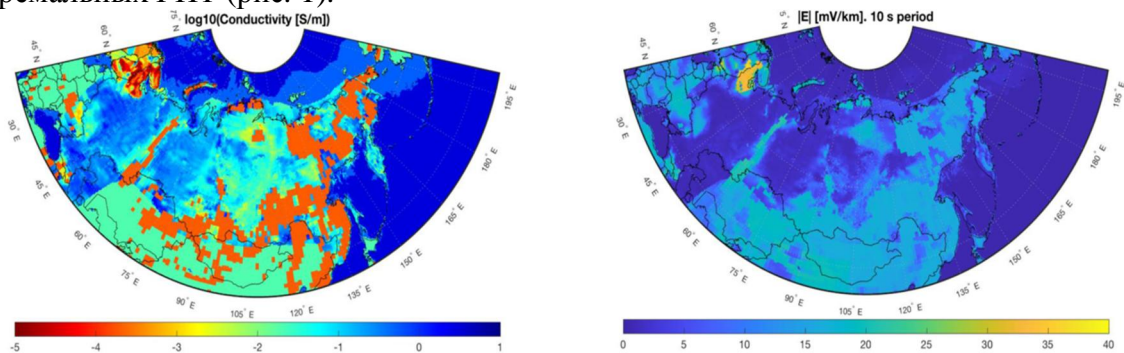


Рис. 1. Карты электропроводности, усредненной по верхнему 10-километровому слою в модели [4] (слева) и амплитуд геоэлектрических откликов (справа) на возбуждение однородным гармоническим геомагнитным полем $B_h(T)$ с единичной амплитудой для периода $T=10$ с.

Детализация этой карты была осуществлена для территории Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП) на базе уникального площадного массива экспериментальных оценок магнитотеллурических импедансов, сформированного по итогам поисковой стадии изучения одноименной нефтегазовой провинции (НГП) (рис. 2).

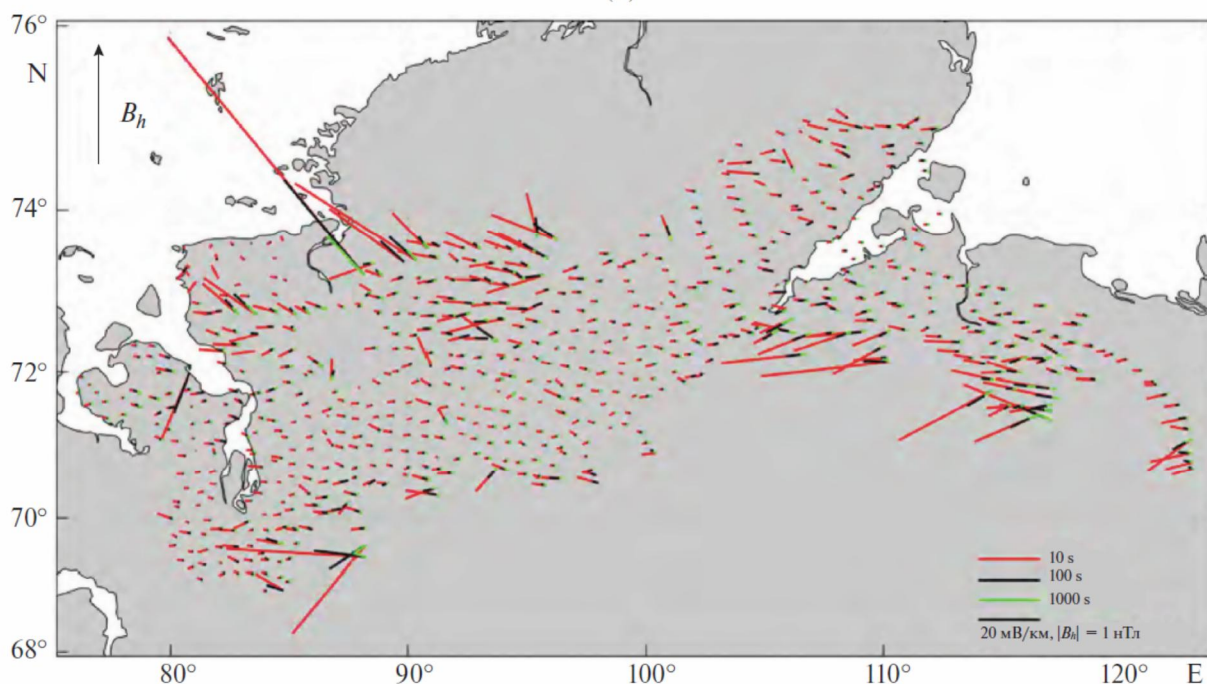


Рис. 2. Пространственное распределение векторов горизонтального электрического поля $E(x, y, T)$, индуцированного однородным гармоническим геомагнитным полем $B_h(T)$, амплитудой 1 нТл и географической ориентацией С-Ю, для периодов $T=10$ с (красный), 100 с (черный) и 1000 с (зеленый).

Карта «геомагнитной опасности» области ЕХРП позволила проанализировать угрозы промышленным объектам, которые могут быть вызваны ГИТ во время аномальных событий космической погоды. Было показано, что наиболее масштабные искажения теллурического поля свойственны бортам прогиба в областях, прилегающих к Горному Таймыру и Норильской области, а также области Янгодо-Горбитского выступа кристаллического фундамента, что определяется особенностями их глубинного геологического и геоэлектрического строения [7]. Экстремальные абсолютные величины геоэлектрических откликов в ряде характерных точек ЕХРП, включая линию трассы газопровода «Мессояха-

Норильск» (рис. 3), а также оценки вариаций наводимой на нем разности потенциалов, были получены по локальным МТ данным и магнитным записям во время магнитных бурь и суббурь в ближайших стационарных пунктах геомагнитного мониторинга (Норильск, NOK, Диксон, DIK).

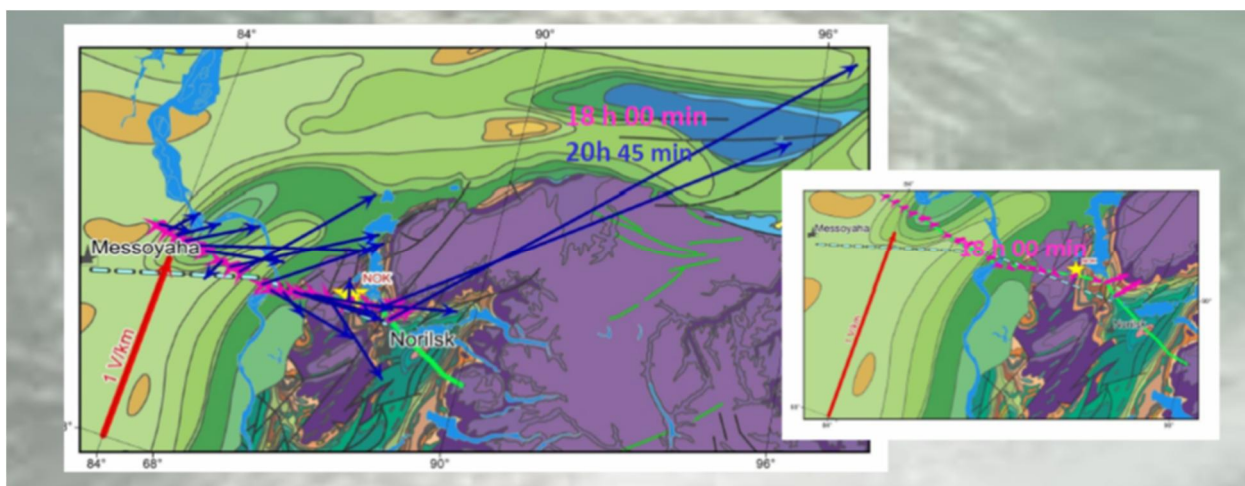
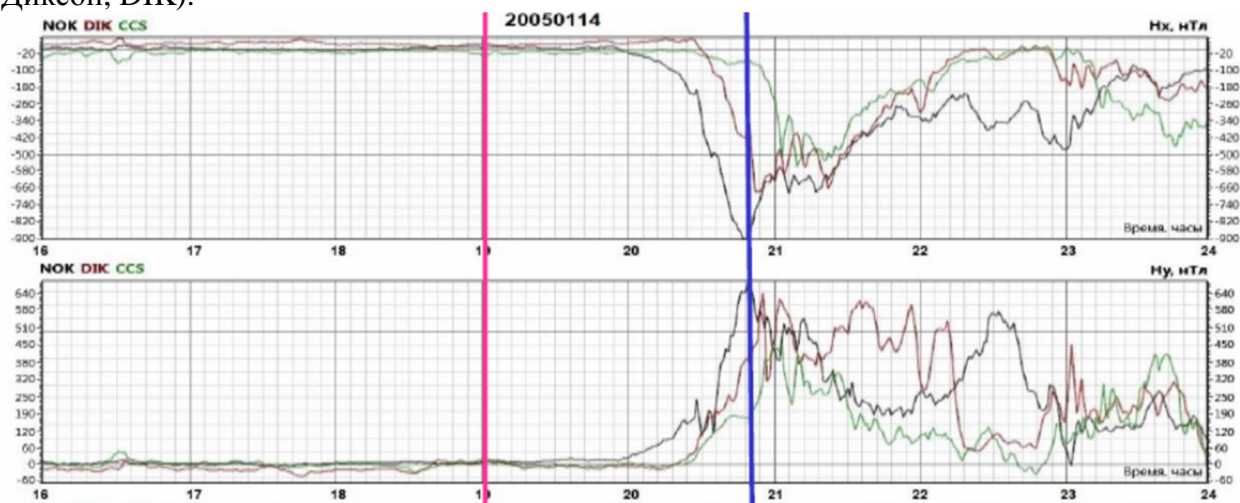


Рис. 3. Вариабельность геоэлектрических откликов вдоль трассы газопровода «Мессояха-Норильск» (голубая штрих-линия) на временном отрезке 16-24 часа 14.01.2005: (а) – геомагнитные вариации во время суббури 14.01.2005, записанные на станциях геомагнитного мониторинга Арктической зоны РФ NOK (Норильск), DIK (Диксон) и SSC (м. Челюскина) [6]; (б) – пространственное распределение векторов геоэлектрического поля в моменты спокойного (18.00) и возмущенного (20.45) геомагнитного поля (отмечены розовым и синим на (а)).

Определенный диапазон и полученные оценки экстремальных значений вариаций геоэлектрического поля могут служить необходимыми входными данными для расчета пороговых ГИТ при проектировании систем защиты нефтегазовой инфраструктуры Енисей-Хатангской НГП.

Благодарности

Авторы выражают глубокую благодарность всем полевым геофизикам, осуществившим уникальные МТ наблюдения в тяжелых заполярных условиях ЕХРП, а также коллегам из ИФЗ РАН О.В. Козыревой и В.А. Пилипенко - за предоставленные материалы геомагнитного мониторинга, а также плодотворное сотрудничество по проблемам ГИТ.

Литература

1. Пилипенко В.А. Воздействие космической погоды на наземные технологические системы // солнечно-земная физика. 2021. Т. 7. № 3. 72–110. <https://doi.org/10.12737/szf-73202106>
2. Соколова Е.Ю., Козырева О.В., Пилипенко В.А., Сахаров Я.А., Елишкин Д.В. Вариации геомагнитных и теллурических полей в северо-западных регионах России при возмущениях космической погоды: связь с геоэлектрической структурой и индуцированными токами в ЛЭП // Геофизические процессы и биосфера. 2019. №18. Вып. 4: С. 66–85. <https://doi.org/10.21455/GPB2019.4-7>
3. Love J.J. et al. Geoelectric hazard maps for the continental United States // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43. P. 9415– 9424.
4. Alekseev D., Kuvshinov A., Palshin N. Compilation of 3D global conductivity model of the Earth for space weather applications // Earth, Planets and Space. 2015. V. 67. P. 108. <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0272-5>
5. Слинчук Г.Е., Яковлев Д.В., Яковлев А.Г., Андреев М.А., Широкова Е.П. Глубинная трехмерная геоэлектрическая модель Таймыра // Физика Земли. 2022. № 5. С. 60–75.
6. Kozyreva, O.V.; Pilipenko, V.A.; Marshalko, E.E.; Sokolova, E.Y.; Dobrovolsky, M.N. Monitoring of Geomagnetic and Telluric Field Disturbances in the Russian Arctic. Appl. Sci. 2022, 12, 3755. <https://doi.org/10.3390/app12083755>
7. Андреев В.С., Бисеркин И.А., Большаков Е.М., Довыденко Г.М., Пиманова Н.Н., Соколова Е.Ю., Спиридонов В.А., Шпектров А.Л. О морфоструктурных и вещественных характеристиках магматических образований Енисей-Хатангского прогиба // Геология нефти и газа.- 2021.- №6. С. 83–104. <https://doi.org/10.31087/0016-7894-2021-6-83-105>

УДК 550.83

Комплексный анализ петрофизических, теплофизических и фильтрационно-емкостных свойств пород в геотермальной зоне Сульц-су-Форе (Франция)

В.В. Спичак¹, А.И. Ненюкова²

nenyukovaai@mail.ru

1 - ЦГЭМИ ИФЗ РАН, Троицк, Россия

2 - МГРИ, Москва, Россия

Abstract

The research was aimed at joint cluster analysis of 2-D sections of the electrical resistivity, porosity, permeability, temperature, thermal conductivity and thermal capacity built earlier from magnetotelluric sounding data temperature logs and laboratory measurements on core samples.

Введение

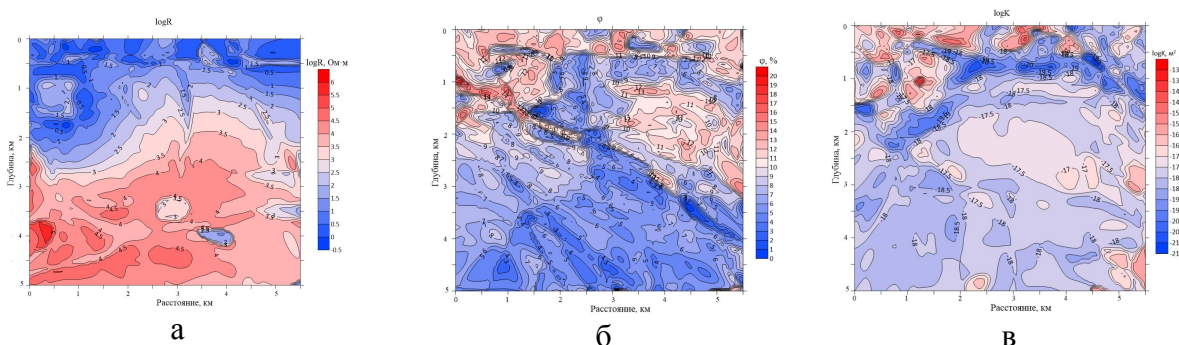
Геотермальная область Сульц-су-Форе расположена в пределах Верхне-Рейнского грабена, являющегося частью европейской кайнозойской рифтовой системы (рис. 1).



Рис. 1. Геотермальная область Сульц и геология Верхне-Рейнского грабена.
На верхней вставке дан упрощенный разрез области Сульц.

По результатам магнитотеллурических зондирований, проведенных вдоль профиля АВ, и измерений в скважинах на наблюдаемом участке были построены двумерные модели удельного сопротивления, пористости, проницаемости, температуры, теплопроводности и теплоемкости [1-5] (рис. 2).

Цель настоящей работы состояла в проведении комплексного кластерного анализа всех построенных ранее разрезов и выделении на этой основе участков земных недр, наиболее перспективных для последующего разведочного бурения.



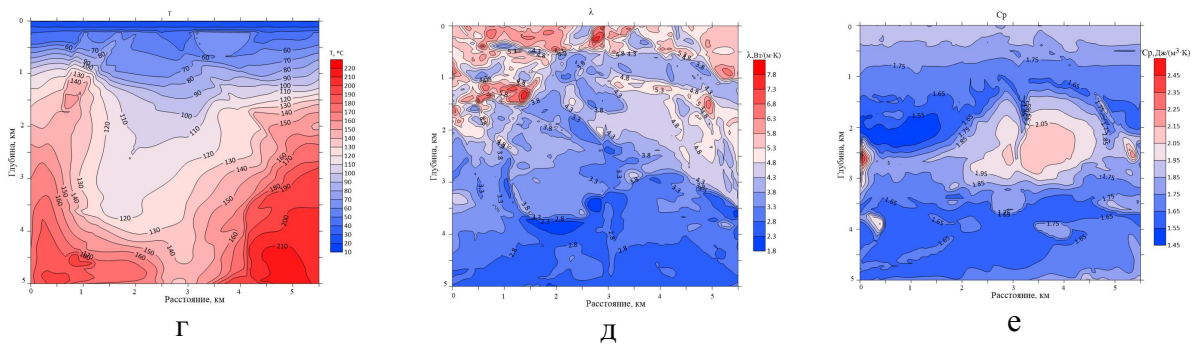


Рис. 2. Разрезы параметров: удельного сопротивления $\log R$ (а), пористости ϕ (б), проницаемости $\log K$ (в), температуры T (г), теплопроводности λ (д), теплоемкости C_p (е).

Методика

В работе использовался новый подход к комплексному анализу геофизических данных, основанный на последовательном применении методов главных компонент, самоорганизующихся карт Кохонена и кластерного анализа методом К-средних и, наконец построении кластерного разреза в пространстве координат (рис. 3). Все перечисленные работы выполнялись с помощью пакета программ KAnalysis [6].

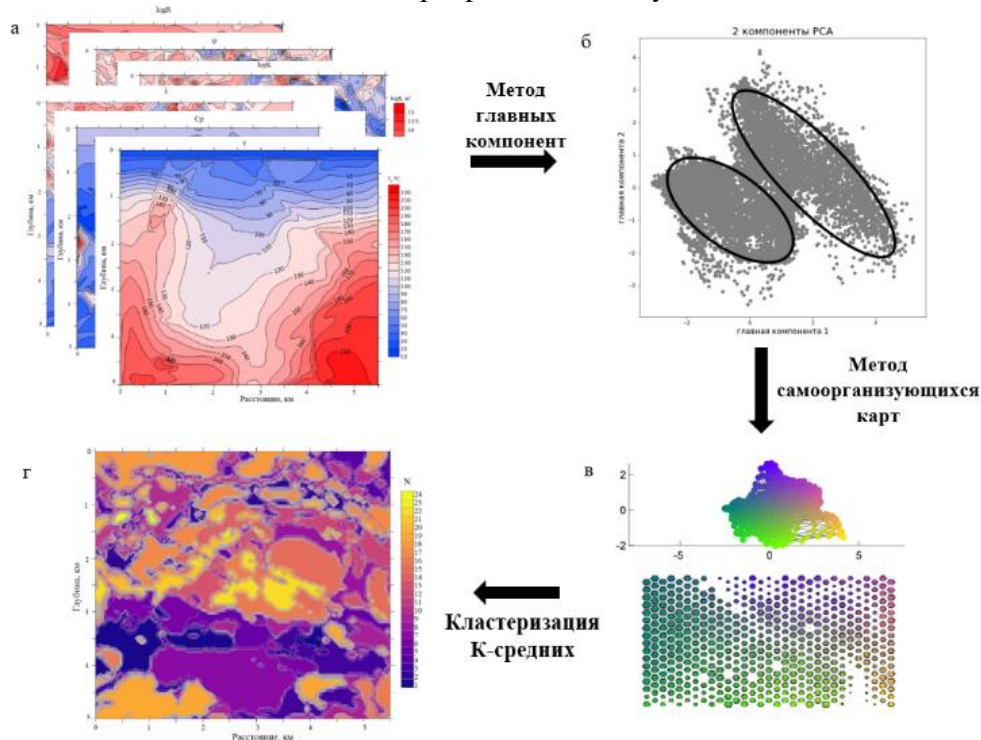


Рис. 3. Общая схема комплексного анализа геофизических данных:

а – исходные разрезы параметров, б – результат выделения главных компонент, в – результат кластеризации с использованием метода самоорганизующихся карт (положение каждого компонента в системе осей-векторов и цветовое кодирование компонент), г – кластерный разрез в пространстве координат с использованием метода К-средних.

Метод главных компонент применяется к вычислению собственных векторов и собственных значений ковариационной матрицы исходных данных. С помощью самоорганизующихся карт Кохонена происходило преобразование многомерного пространства физических свойств в карту SOM, на которой показано положение каждого компонента в системе осей двух собственных векторов. Для создания кластерного разреза использовался метод К-средних, который относит каждое обучающее наблюдение к одному из К-кластеров таким образом, чтобы каждый кластер был представлен центроидом

соответствующих наблюдений, а каждое наблюдение отстояло бы от центроида своего кластера меньше, чем от центроидов других кластеров.

Результаты

Предварительно был проведен анализ влияния априорно задаваемого числа кластеров на результаты кластеризации. В качестве количественного критерия использовался индекс Дэвиса-Боулдина [7] DBI (1), показывающий насколько хорошо была выполнена кластеризация:

$$DBI = 1/k \sum_i D_i = 1/k \sum_i \max \left(\frac{s_i + s_j}{\|c_i - c_j\|} \right) \quad (1)$$

где s_i и s_j – показатели дисперсии в каждом кластере, c_i и c_j – соответствующие векторы центроидов кластеров, k – общее количество кластеров.

На рис. 4 представлены зависимости значения DBI от количества кластеров для различных конфигураций алгоритмов кластеризации с использованием метода главных компонент. На основе проведенных исследований было выбрано оптимальное количество кластеров: 24 кластера с использованием PCA с количеством собственных векторов, равным 2.

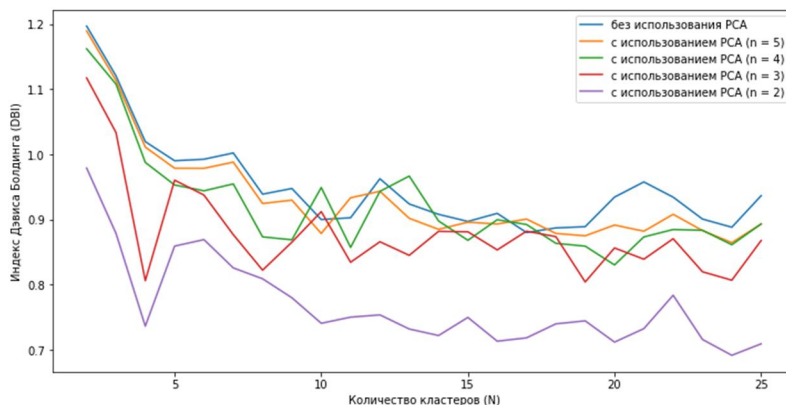


Рис. 4. Графики зависимости значений DBI от количества кластеров (N) “с” и “без” использования метода главных компонент (PCA).

По результатам комплексного анализа согласно схеме, приведенной на рис. 2, был построен кластерный разрез в пространстве координат (рис. 5). Цвет кластеров указывает на принадлежность домена к определенному классу, характеризующемуся своим набором всех перечисленных выше свойств.

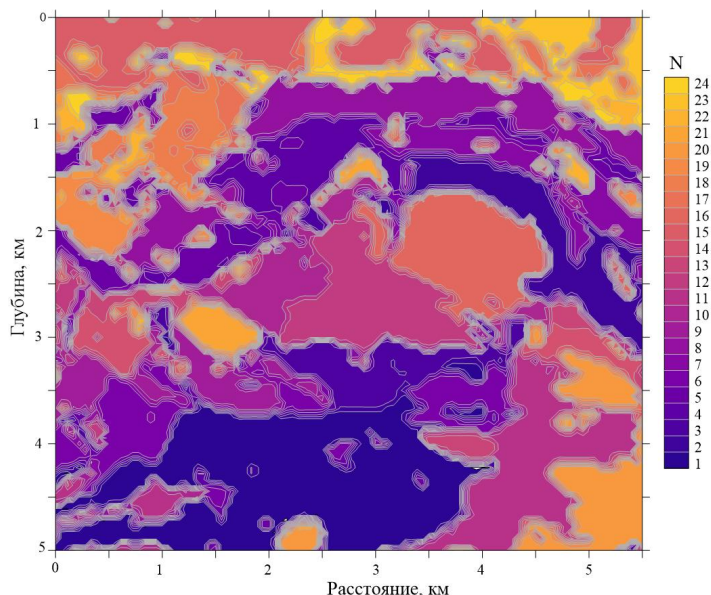


Рис. 5. Кластерный разрез в пространстве координат.

Палетка указывает цветовую палитру классов – каждый класс имеет определенный цвет.

На основе последующего анализа построенного кластерного разреза был выбран кластер, благоприятный для разработки геотермального резервуара, находящийся на сравнительно небольших глубинах (2-3 км) и характеризующийся высокими температурами и проницаемостью.

Выводы

По данным разрезов петрофизических, теплофизических и фильтрационно-емкостных свойств пород геотермальной зоны Сульц-су-Форе проведен комплексный кластерный анализ, в ходе которого была применена процедура оптимизации числа кластеров в ходе самого процесса. На основе выполненных исследований предложены индикаторы поиска участков земных недр, перспективных для разведки геотермальных ресурсов. В частности, с их помощью выделен участок в геотермальной зоне Сульц на глубинах 2-3 км, характеризующийся благоприятными параметрами для бурения геотермальных скважин. Разработанный подход к построению “карт перспективности” участков может быть востребован для эффективного поиска и определения запасов не только геотермальной энергии, но и углеводородов.

Список литературы

1. Спичак В.В., Гойдина А.Г., Захарова О.К. Построение разрезов теплофизических свойств пород по данным электромагнитных зондирований и лабораторных измерений // Геология и геофизика (в печати).
2. Спичак В.В., Захарова О.К. Электромагнитный геотермометр / М., Научный мир. 2013.
3. Спичак В.В., Захарова О.К. Электромагнитный прогноз проницаемости вне скважин // Геофизические исследования. 2022. Т. 23. №2. С.18-38.
4. Спичак В.В., Захарова О.К. Построение разрезов пористости и водонасыщенности по данным электромагнитных зондирований и измерений в скважинах // Геофизические исследования (в печати).
5. Spichak V, Zakharova O. Permeability estimating beyond boreholes from electrical conductivity data determined from magnetotelluric sounding: Soultz-sous-Forêts site (France) case study. Geothermics, 2022. Vol. 105.
6. Langer H., Falsaperla S., Hammer C. Advantages and Pitfalls of Pattern Recognition. Selected Cases in Geophysics. Elsevier Inc., Amsterdam, 2020.
7. Davies D.L., Bouldin D.W. A Cluster Separation Measure”. IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence. PAMI-1 (2). 1979. P. 224–227. doi:10.1109/TPAMI.1979.4766909. S2CID 13254783.

УДК 550.831+838

Зависящие от времени аналитические модели магнитного поля Марса

И.Э. Степанова¹, Т.В. Гудкова¹, А.М Сальников^{1,2}, А.В. Батов^{1,2}

tet@ifz.ru

1 - Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

2 - Институт проблем управления РАН, Москва, Россия

A new effective computational technique relating to the downward analytical continuation of the Mars's magnetic field is proposed. The modified S-approximations in elliptic and time-dependent cases is implemented to determine the stable approximate solution to the magnetic data inversion problem on Mars. The results of a mathematical test in the area of "Zhurong" mission are discussed.

В последнее время, благодаря работе различных автоматических межпланетных станций в рамках миссий национальных космических агентств, прежде всего американского NASA, европейского ESA, а также китайского CNSA и Роскосмоса, наблюдается лавинообразный рост объема информации о физических полях и топографии планет Солнечной системы (см., например, [1]). Необходимо отметить, что орбиты беспилотных космических аппаратов фактически «заметают» некоторые области трехмерного пространства, обеспечивая, таким образом, достаточно высокую степень разрешения съемки.

Ранее мы подчеркивали [2], что материалы дистанционного зондирования небесных тел незаменимы при уточнении моделей потенциальных полей планет, прогнозировании космической погоды и т.п. Модели физических полей и топографии должны непрерывно корректироваться с учетом быстро меняющихся огромных массивов данных об этих сигналах. На наш взгляд, низкочастотные и высокочастотные компоненты сигналов следует интерпретировать отдельно друг от друга. Это означает, что подходы, включающие в себя методику интерпретации и математические постановки, должны различаться при анализе данных разной природы. В работах авторов, посвященных применению метода линейных интегральных представлений для решения некорректных обратных задач геофизики, ранее не затрагивалась проблема распространения методики на постановки для уравнений второго порядка параболического и гиперболического типов. Однако самая общая формулировка метода интегральных представлений не предполагает зависимость физических величин исключительно от пространственных координат. Поэтому мы хотели бы протестировать на данных о магнитном поле Марса (и, возможно, усовершенствовать) предложенную нами для Земли аппроксимационную конструкцию, в которой явно или неявно присутствует время.

Можно попытаться, в качестве первого шага на пути к решению нелинейных обратных краевых задач, смоделировать магнитное поле по спутниковым данным. Тогда поле скоростей заряженных частиц в пространстве, окружающем планету (плазмы), либо внутри жидкого ядра планеты будет определяться при уже известном в нулевом приближении магнитном поле. Учет времени в качестве независимой переменной может послужить решению описанной задачи. В наших предыдущих работах мы показали, что глобальный вариант метода линейных интегральных представлений в рамках структурно-параметрического подхода может применяться для построения аналитического продолжения магнитного поля Марса вниз, в сторону источников [3,4]. В настоящей работе мы предприняли попытку построения аппроксимации магнитного поля Марса в районе посадки марсохода «Чжужун» китайской миссии «Тяньвэнь-1» [5]. Аппроксимации магнитного поля строились с помощью комбинированной методики, включающей в себя региональный вариант метода модифицированных S-аппроксимаций с учетом эллиптичности и математическую модель поля в трехмерном декартовом пространстве, зависящую от времени в качестве параметра.

При интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных в глобальном и региональном масштабах нам представляется целесообразным учет эллиптичности планеты в той или иной степени.

Идеализированный Марс будем считать внутренностью эллипсоида с полуосями a, b, c , а реальный Марс представим как область, ограниченную кусочно-непрерывной замкнутой поверхностью S , мало отклоняющейся от этого эллипсоида и содержащей его внутри себя. Предположим, что в некоторой (произвольной) совокупности точек $x^{(i)}$, $i=1, 2, \dots, N$ на поверхности S заданы приближенные значения гармонической (во внешности эллипсоида) функции $G(x)$:

$$f_{i,\delta} = f_i + \delta f_i, f_i = G(x^{(i)}). \quad (1)$$

Здесь $G(x)$ имеет следующее интегральное представление:

$$G(x) = \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{I(\vartheta, \phi) \sigma(\vartheta, \phi) \sin \vartheta d\phi d\vartheta}{R(\xi - x)} + \\ + \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{I(\vartheta, \phi) w(\vartheta, \phi) \left\{ 1 - \left[\frac{x_1 \xi_1}{a^2} + \frac{x_2 \xi_2}{b^2} + \frac{x_3 \xi_3}{c^2} \right] \right\} \sin \vartheta d\phi d\vartheta}{R^3(\xi - x) \sqrt{\frac{\xi_1^2}{a^4} + \frac{\xi_2^2}{b^4} + \frac{\xi_3^2}{c^4}}}, \quad (2)$$

$$R(\xi - x) = (|\xi|^2 - 2|\xi|r \cos \vartheta' + r^2)^{1/2}, \xi = (a \cos \tilde{\phi} \sin \tilde{\vartheta}, b \sin \tilde{\phi} \sin \tilde{\vartheta}, c \cos \tilde{\vartheta}), \\ x = (r \cos \tilde{\phi} \sin \tilde{\vartheta}, r \sin \tilde{\phi} \sin \tilde{\vartheta}, r \cos \tilde{\vartheta}), \cos \vartheta' = \sin \vartheta \sin \tilde{\vartheta} \cos(\phi - \tilde{\phi}) + \cos \vartheta \cos \tilde{\vartheta}, \\ x = (x_1, x_2, x_3), \xi = (\xi_1, \xi_2, \xi_3),$$

$$I(\vartheta, \phi) = \sin \vartheta \sqrt{a^2 b^2 \cos^2 \vartheta + a^2 c^2 \sin^2 \vartheta \sin^2 \phi + b^2 c^2 \sin^2 \vartheta \cos^2 \phi}.$$

Относительно функций σ и w ставится следующая условно вариационная задача:

$$\Omega(\sigma, w) = \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \left(\frac{\sigma^2(\vartheta, \phi)}{p_1^2} + \frac{w^2(\vartheta, \phi)}{p_2^2} \right) \sin \vartheta d\phi d\vartheta = \min_{\sigma, w}, \\ G(x^{(i)}) = \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{I(\vartheta, \phi) \sigma(\vartheta, \phi) \sin \vartheta d\phi d\vartheta}{R(\xi - x^{(i)})} + \\ + \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{I(\vartheta, \phi) w(\vartheta, \phi) \left\{ 1 - \left[\frac{x_1^{(i)} \xi_1}{a^2} + \frac{x_2^{(i)} \xi_2}{b^2} + \frac{x_3^{(i)} \xi_3}{c^2} \right] \right\} \sin \vartheta d\phi d\vartheta}{R^3(\xi - x^{(i)}) \sqrt{\frac{\xi_1^2}{a^4} + \frac{\xi_2^2}{b^4} + \frac{\xi_3^2}{c^4}}}, \\ R(\xi - x^{(i)}) = (|\xi|^2 - 2|\xi|r^{(i)} \cos \vartheta^{(i)'} + (r^{(i)})^2)^{1/2}, \\ \xi = (a \cos \phi \sin \vartheta, b \sin \phi \sin \vartheta, c \cos \vartheta), \quad (3) \\ x^{(i)} = (r^{(i)} \cos \tilde{\phi}^{(i)} \sin \tilde{\vartheta}^{(i)}, r^{(i)} \sin \tilde{\phi}^{(i)} \sin \tilde{\vartheta}^{(i)}, r^{(i)} \cos \tilde{\vartheta}^{(i)}), \\ \cos \vartheta^{(i)'} = \sin \vartheta \sin \tilde{\vartheta}^{(i)} \cos(\phi - \tilde{\phi}^{(i)}) + \cos \vartheta \cos \tilde{\vartheta}^{(i)}, \\ x^{(i)} = (x_1^{(i)}, x_2^{(i)}, x_3^{(i)}), \xi = (\xi_1, \xi_2, \xi_3), i = \overline{1, N},$$

$$I(\vartheta, \phi) = \sin \vartheta \sqrt{a^2 b^2 \cos^2 \vartheta + a^2 c^2 \sin^2 \vartheta \sin^2 \phi + b^2 c^2 \sin^2 \vartheta \cos^2 \phi}.$$

Функции $p_1^2(\vartheta, \phi)$, $p_2^2(\vartheta, \phi)$ в вариационной постановке (3) должны отражать свойства эквивалентных по внешнему полю носителей масс. Например, эти функции могут принимать заданные значения на границе области, внутри или вне которой нужно найти распределение элементов поля. Кроме того, описанные выше функции можно в некоторых случаях считать неизвестными и с их помощью строить алгоритмы адаптивной регуляризации: элементы матрицы системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ), к решению которой

редуцируется вариационная постановка (3), зависят от $p_1^2(\vartheta, \varphi)$, $p_2^2(\vartheta, \varphi)$. Можно рассмотреть, таким образом, некоторое семейство вариационных задач по определению, как неизвестных распределений масс, так и областей задания источников. Подобные вариационные постановки относятся к нелинейным обратным задачам, и поэтому процесс их решения является весьма трудоемким.

Новая методика построения аналитических моделей зависящего от времени магнитного поля Марса может быть описана следующим образом. Решение вариационной задачи (3) при известных функциях эквивалентно решению системы линейных алгебраических уравнений [3]:

$$A\lambda = f_\delta, f_\delta = f + \delta f, (4)$$

где вектор f_δ имеет компоненты $f_{i,\delta}$, а матрица $A = A^T \geq 0$ имеет элементы

$$a_{ij} = \int_0^{2\pi} \int_0^\pi [p_1^2 Q_i^{(1)}(\xi) Q_j^{(1)}(\xi) + p_2^2 Q_i^{(2)}(\xi) Q_j^{(2)}(\xi)] I(\vartheta, \varphi) \sin \vartheta d\vartheta d\varphi. (5)$$

Для неизвестных функций (зависящих от бесконечного числа параметров) σ и w получаем представление в виде конечной линейной комбинации известных функций и подлежащих определению множителей Лагранжа:

$$\sigma(\xi) = p_1^2 \sum_{i=1}^N \lambda_i Q_i^{(1)}(\xi), w(\xi) = p_2^2 \sum_{i=1}^N \lambda_i Q_i^{(2)}(\xi), (6)$$

где положено

$$Q_i^{(1)}(\xi) = \frac{1}{R(\xi - x^{(i)})}, Q_i^{(2)}(\xi) = \frac{\left\{ 1 - \left[\frac{x_1^{(i)} \xi_1}{a^2} + \frac{x_2^{(i)} \xi_2}{b^2} + \frac{x_3^{(i)} \xi_3}{c^2} \right] \right\}}{R^3(\xi - x^{(i)}) \sqrt{\frac{\xi_1^2}{a^4} + \frac{\xi_2^2}{b^4} + \frac{\xi_3^2}{c^4}}}. (7)$$

В выражениях (5)-(7) время никак не фигурирует. Для того чтобы учесть возможную зависимость данных о магнитном поле от времени мы предлагаем описанную ниже комбинированную методику интерпретации информации в магниторазведке.

1) По данным наблюдений о магнитном поле строится аналитическая модель вектора магнитной индукции (или модуля вектора) в рамках регионального варианта модифицированных S-аппроксимаций с учетом эллиптичности. Весовые функции в вариационной постановке (3) при этом могут подбираться с учетом имеющейся априорной информации о возможных источниках поля (геологическом строении региона и т.п.).

2) По построенной в соответствии с рекомендациями п.1 аналитической модели магнитного поля в изучаемом регионе определяются начальные, граничные и другие условия (вектор-функции), которые необходимы для нахождения распределения значений магнитного поля в верхнем полупространстве (если считать Марс нижним полупространством в декартовых координатах) в произвольный момент времени. Время на данном этапе создания комбинированной методики интерпретации магнитных данных считается параметром задачи.

Два этапа создания аналитической модели магнитного поля Марса могут показаться избыточными. Однако компоненты магнитного поля, как мы уже подчеркивали, не могут, в общем случае, рассматриваться как решение уравнения Лапласа (в области, не занятой магнитными массами) или Пуассона (в коре планеты, но не в ядре при наличии магнитного динамо).

Если считать Марс (или другую планету) нижним полупространством, ограниченным плоскостью $x_3 = 0$ в декартовой системе координат (x_1, x_2, x_3) , то решение первой краевой задачи для уравнения теплопроводности (или диффузии, важно – уравнения параболического типа с постоянными коэффициентами в верхнем полупространстве, которому, по

предположению удовлетворяет вектор-функция, описывающая магнитную индукцию) можно записать в следующем виде:

$$\frac{\partial \bar{B}}{\partial t} = a^2 \Delta \bar{B}, \quad 0 < t < +\infty, \quad -\infty < x_1 < +\infty, \quad -\infty < x_2 < +\infty, \quad 0 < x_3 < +\infty,$$

$$\bar{B}(x_1, x_2, 0, t) = \bar{\Psi}(x_1, x_2, t), \quad \bar{B}(x_1, x_2, x_3, 0) = \bar{B}_0(x_1, x_2, x_3).$$

$$\bar{B}(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{(2a\sqrt{\pi})^3} \int_0^\infty d\xi_3 \int_{-\infty}^{+\infty} d\xi_2 \int_{-\infty}^{+\infty} d\xi_1 \bar{B}_0(\xi) \left\{ \frac{\exp(-|\mathbf{x} - \xi|^2 / (4a^2 t))}{t} - \frac{\exp(-|\mathbf{x} + \xi|^2 / (4a^2 t))}{t} \right\} + (8)$$

$$+ \frac{x_3}{(2a\sqrt{\pi})^3} \int_0^t d\tau \int_{-\infty}^{+\infty} d\xi_2 \int_{-\infty}^{+\infty} d\xi_1 \bar{\Psi}(\xi) \left\{ \frac{\exp(-|\mathbf{x} - \xi|^2 / (4a^2 (t - \tau)))}{(t - \tau)^{3/2}} \right\},$$

$$|\mathbf{x} - \xi| = ((x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 - \xi_3)^2)^{1/2}, \quad \xi = (\xi_1, \xi_2, \xi_3), \quad \mathbf{x} = (x_1, x_2, x_3).$$

Представления решения краевой задачи (8) или уравнения относительно вектор-функции $\bar{B}(\mathbf{x}, t)$ (магнитной индукции) позволяют нам применить метод линейных интегральных представлений [3] в локальном варианте, когда планета представляется в виде нижнего полупространства, а компоненты магнитной индукции известны в верхнем полупространстве.

Параметр a^2 можно считать достаточно большим: если $a^2 \rightarrow \infty$, то решение приведенного выше уравнения параболического типа для вектор-функции $\bar{B}(\mathbf{x}, t)$ будет стремиться к решению уравнения Лапласа. Ну, а в случае системы (18) указанный параметр связан с коэффициентом магнитной вязкости (магнитным числом Рейнольдса).

Элементы матрицы соответствующей СЛАУ имеют вид:

$$a_{ij} = \frac{\sqrt{\pi} a}{|\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_j|} \left\{ \Phi \left(\frac{|\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_j|}{2a(t_i - t_j)} \right) - \Phi \left(\frac{|\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_j|}{2a(t_i + t_j)} \right) \right\}, \quad (9)$$

где $\Phi(\zeta)$ – функция ошибок:

$$\Phi(\zeta) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^\zeta e^{-x^2} dx. \quad (24)$$

Системы линейных алгебраических уравнений, возникающие в рамках новой комбинированной методики, решались с помощью методов, подробно описанных в наших предыдущих работах [3, 4].

Апробация алгоритмов и программ

Апробация алгоритмов и программ новой комбинированной методики построения аналитических моделей магнитного поля Марса проводилась на основе данных измерений магнетометра MAG американской миссии MAVEN-1 в период с 10.10.2014 по 14.09.2021 над участком (0° - 50° N, 85° - 135° E) в районе посадки марсохода «Чжужун» ($25,06^\circ$ N, $109,54^\circ$ E) китайской миссии «Тяньвэнь-1» (рис. 1). Комплекты откалиброванных (скорректированных с учетом инструментальных эффектов и эффектов космического корабля) данных содержали временные ряды векторов магнитного поля в геофизических единицах (нТл).

Литература

1. *Langlais B., Thébault E., Houliéz A., and Purucker M. E.*, A New Model of the Crustal Magnetic Field of Mars Using MGS and MAVEN // J. Geophys. Res. Planet. 2019. 124, 1542–1569.
2. *Gudkova T., Stepanova I., Batov A.* Density anomalies in subsurface layers of mars: model estimates for the Site of the InSight Mission Seismometer // Solar System Research. 2020. 54. P. 15–19. DOI: 10.1134/S0038094620010037

3. Gudkova T., Stepanova I., Batov A., Shchepetilov A. Modified method S- and R-approximations in solving the problems of Mars's morphology // Inverse Problems in Science and Engineering. 2021. 29. P. 790–804. DOI: 10.1080/17415977.2020.1813125.
4. Salnikov A., Stepanova I., Gudkova T., Batov A. Analytical modeling of the magnetic field of Mars from satellite data using modified S-approximations. Doklady Earth Sciences. 2021, 499, 575–579.
5. Liu, J., Li, C., Zhang, R. et al. Geomorphic contexts and science focus of the Zhurong landing site on Mars // Nat Astron 6, 65–71 (2022). <https://doi.org/10.1038/s41550-021-01519-5>.

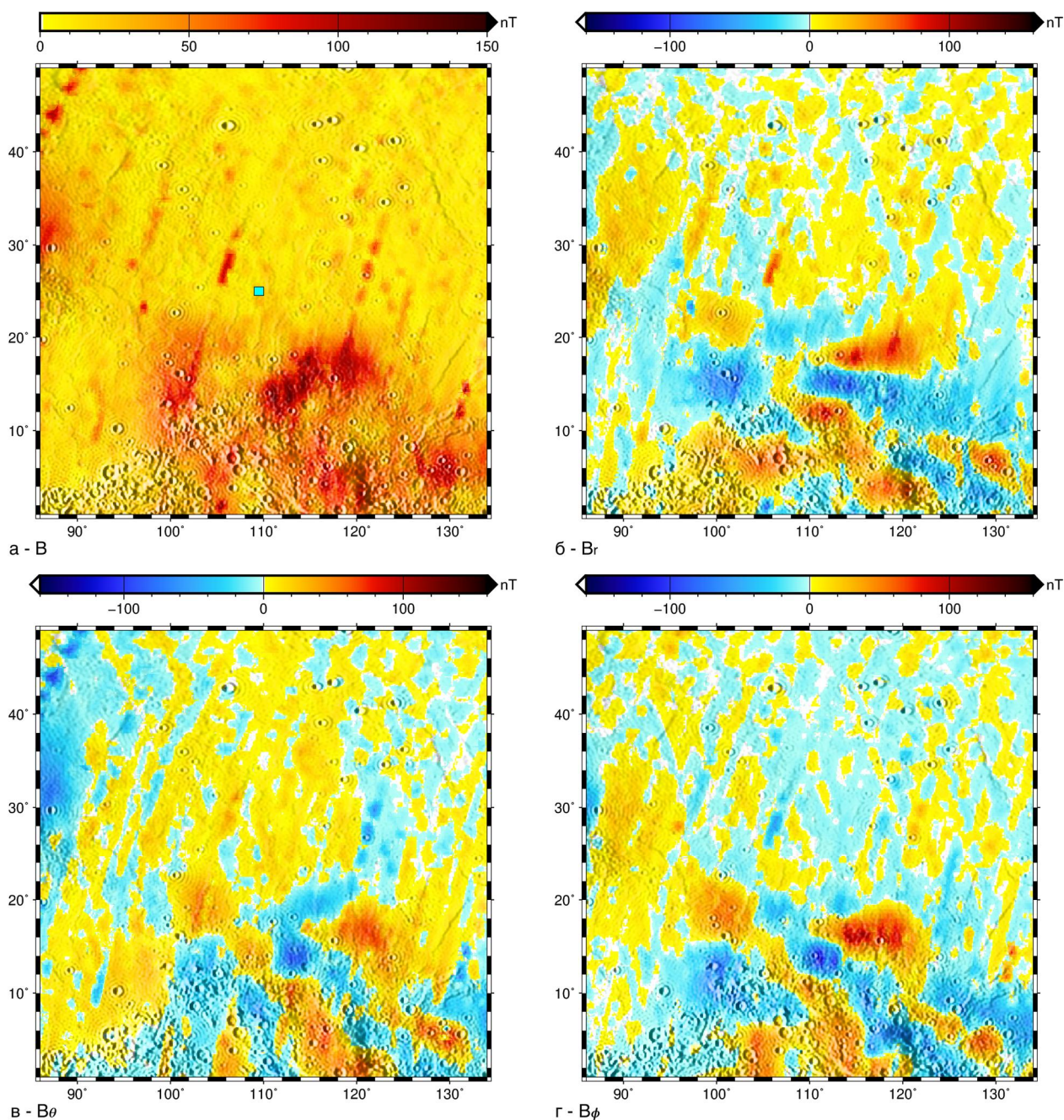


Рис. 1. Карты магнитного поля Марса по данным спутниковых измерений (<https://pds-ppi.igpp.ucla.edu/search/?sc=MAVEN&i=MAG>) (а) B – модуль вектора магнитной индукции (голубым квадратом отмечен район посадки марсохода «Чжужун»), (б) B_r – радиальная компонента, (в) B_θ – «горизонтальная на юг» угловая компонента, (г) B_ϕ – «горизонтальная на восток» угловая компонента.

УДК 550.34:551.1(082)

Центральный и восточный сегменты Большого Кавказа: проблема границы

В.В. Стогний, Г.А. Стогний

stogny_vv@mail.ru

Геофизический институт ВНИИ РАН, Владикавказ, Россия

The analysis of the gravitational field of the Greater Caucasus and the framing structures has been carried out, as a result of which the Zgit-Khalkiloy transition zone between its Central and Eastern segments has been identified. It is shown that the Main Caucasian Fault has a steep dip.

Большой Кавказ принадлежит к Крымско-Кавказскому сейсмическому поясу. По характеру сейсмичности Большой Кавказ обычно делится на несколько зон. При сейсмотектоническом районировании Большого Кавказа одним из вопросов является обоснование границы между его Центральным и Восточным сегментами, что также имеет важное значение для построения системы мониторинга сейсмичности этого региона [1]. По простиранию Большой Кавказ поперечными тектоническими зонами разделен на Северо-Западный, Центральный, Восточный и Юго-Восточный сегменты, различающиеся своим геологическим строением.

Центральный сегмент с запада ограничен Пшехско-Адлерской поперечной флексурно-разломной зоной, а его восточная граница соответствует Военно-Грузинской дороге [2]. Северное крыло сегмента представлено Лабино-Малкинской (Бечасынской) зоной, представляющую собой приподнятый при формировании Большого Кавказа южный край Скифской плиты. Центральная часть сегмента сложена метаморфическими и магматическими породами зоны Главного хребта и зоны Передового хребта (рис.), разграниченных Пшехиш-Тырныаузским разломом. Пшехиш-Тырныаузский разлом является продолжением Ахтырского разлома Северо-Западного сегмента, а восточнее продолжается в осевую зону Терско-Каспийского прогиба [2].

Зона Главного хребта сложена раннедокембрийскими и палеозойскими кристаллическими породами доюрского основания мегаантиклинория. По мнению М.Л. Сомина с соавторами [3], возраст протолита и метаморфизма кристаллических пород зон Главного и Передового хребта Большого Кавказа соответствует палеозою, а протерозойские датировки получены по циркону, сохранившемуся в первично осадочных породах или захваченному при внедрении в них палеозойских гранитоидов. Южное крыло Центрального сегмента мегаантиклинория сложено мезозойскими карбонатно-сланцевыми толщами Сванетского антиклинория и надвинута на Абхазо-Рачинскую зону.

Обоснование восточной границы Центрального сегмента Большого Кавказа проведено по данным интерпретации структуры гравитационного поля и с учетом выполненного авторами [4] анализа разночастотных составляющих гравитационного поля (редукция Буге, $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$) на уровнях аномальной области и региональных максимумов и минимумов территории, в тектоническом отношении отвечающей мегаантиклинорию Большого Кавказа, обрамляющим его Предкавказским предгорным прогибам, структурам Скифской плиты на севере, а в южной части – впадине Черного моря и Закавказской системе срединных массивов и впадин (рис. 1).

В региональной составляющей гравитационного поля выделены Черноморская, Скифская и Кавказская аномальные области, крупные (более 1000 км в поперечнике) участки гравитационного поля мозаичного строения, отличающиеся уровнем поля и включающие региональные максимумы и минимумы.

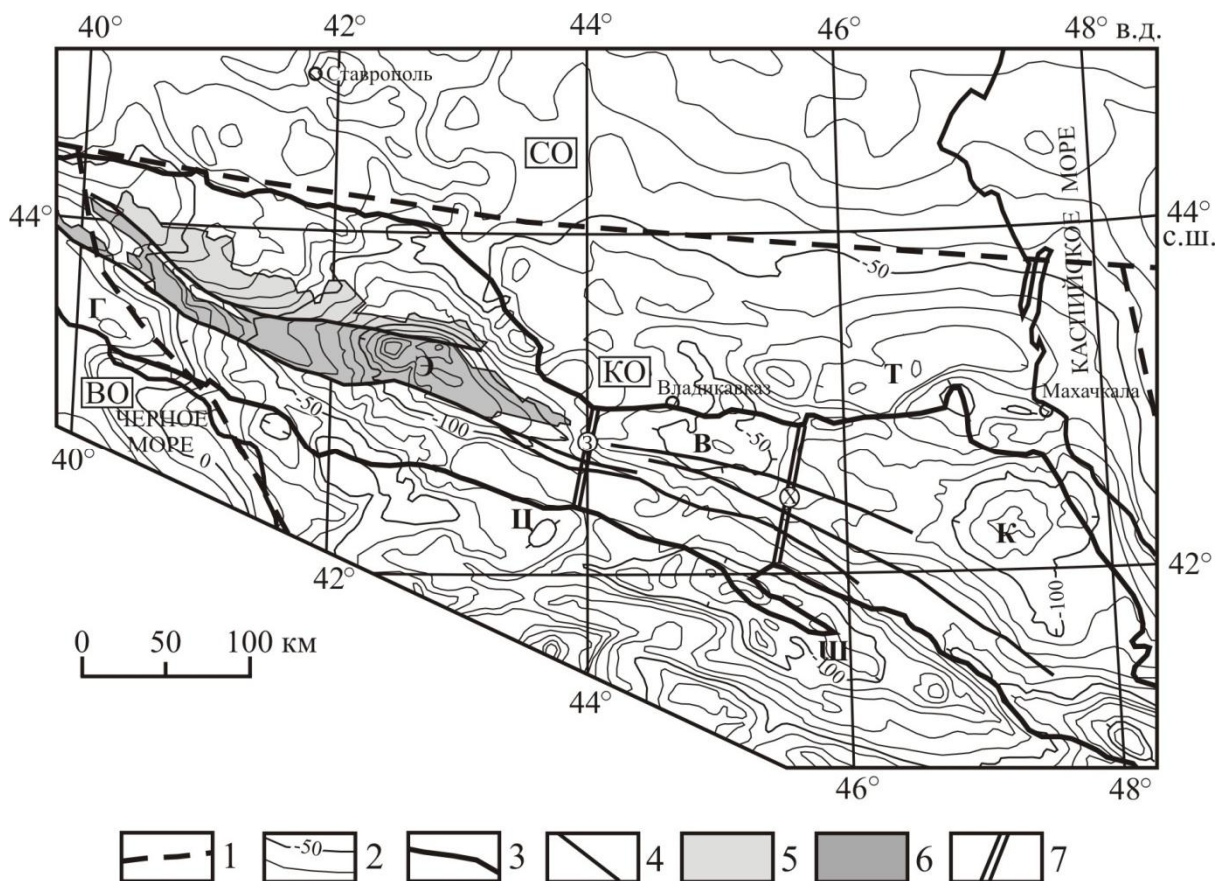


Рис. 1. Схема гравитационного поля Центрального и Восточного сегментов Большого Кавказа. Составлена с использованием данных [4–6].

1 – границы аномальных областей: ВО – Восточночерноморская, СО – Скифская, КО – Кавказская; 2 – изоаномалы гравитационного поля; 3 – контур мегаантиклинория Большого Кавказа; 4 – разломы; 5–6 – кристаллические породы зон: 5 – Передового хребта, 6 – Главного хребта; 7 – поперечные зоны тектонических нарушений по анализу поля силы тяжести (З – Згитская, Х – Халкилойская). Гравитационные минимумы: Э – Эльбрусский, К – Кубачинский, Т – Терский, Ш – Ширакский; максимумы: В – Верхнетерский, Г – Гагринский, Ц – Цхинвальский.

Восточночерноморская аномальная область в низкочастотной составляющей представлена крупным (300×600 км) гравитационным максимумом амплитудой до 200 мГал. В плане она соответствует Восточно-Черноморской впадине и Северо-Западному сегменту Большого Кавказа. Скифская аномальная область в тектоническом отношении соответствует Скифской плите, фрагментарно захватывая предгорный Предкавказский прогиб. Кавказская аномальная область, в низкочастотной составляющей представляющая собой крупный гравитационный минимум амплитудой более 100 мГал, соответствует Центральному, Восточному и Юго-Восточному сегментам Большого Кавказа, Терско-Каспийскому предгорному прогибу и системе Закавказских предгорных впадин и структурам Малого Кавказа.

Центральный сегмент Большого Кавказа проявляется Эльбрусским гравитационным минимумом амплитудой более 70 мГал. Область сопряжения Эльбрусского гравитационного минимума с Верхнетерским максимумом принимается за восточное ограничение Центрального сегмента – Згитскую поперечную зону (рис. 1). Интервал, ограниченный Згитской и Халкилойской зонами, в плане соответствующий Верхнетерскому гравитационному максимуму, рассматривается как Згит-Халкилойская переходная область между Центральным и Восточным сегментами Большого Кавказа.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Особая роль при обосновании геодинамических моделей Большого Кавказа отводится Главному Кавказскому разлому [7], ограничивающему с юга выходы раннедокембрийских метаморфических пород (рис. 1). В большинстве предложенных моделей формирования мегаантиклинория Большого Кавказа это надвиг. Главный Кавказский разлом в плане совпадает с длинной осью Эльбрусского гравитационного минимума и в нашей интерпретации это разлом с крутым, практически вертикальным, наклоном сместителя.

Згит-Халкилойская переходная область, ограниченная с запада и востока соответственно Згитской и Халкилойской зонами тектонических нарушений, отражает геодинамическое развитие этого региона и во многом определяет геодинамическую активность и особенности проявления эндогенных и связанных с ними экзогенных процессов, что требует проведения целенаправленных исследований.

Работа выполнена по госзаданию ФГБУН Геофизический институт ВНИИ РАН, код: FMSM-2022-0013.

Литература

1. Стогний В.В., Заалишвили В.Б., Пономарева Н.Л. Современная геодинамика и сейсмичность Северного Кавказа: проблемы мониторинга // Геология и геофизика Юга России. 2022. Т. 12(2). С. 34–52.
2. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы / Под ред. В.Е. Хаина, В.И. Попкова. Краснодар: Изд-во Кубан. Гос. ун-та, 2009. 213 с.
3. Сомин М.Л., Лепехина Е.Н., Конилов А.Н. О возрасте высокотемпературного гнейсового ядра Центрального Кавказа // Докл. РАН. 2007. Т. 414. № 6. С. 793–797.
4. Стогний Г.А., Стогний В.В. Сейсмичность Большого Кавказа с позиции блоковой делимости земной коры // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества (ЧЭС). 2017. № 2. С. 86–95.
5. Геологическая карта Кавказа. Масштаб 1 : 500 000 / Гл. редактор Д.В. Наливкин. М.: НПО «Аэрогеология». 1978.
6. Гравиметрическая карта СССР. Масштаб 1 : 2 500 000 / Гл. редакторы П.П. Степанов, М.А. Якушевич. М.: ВНИИ «Геофизика». 1990.
7. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

УДК 550.8.053

Стандартная деконволюция Эйлера при выделении контактов соляных куполов в Предуральском прогибе по гравиметрическим данным

А.К. Фернандес

antonina.fernandez@gmail.com

Санкт-Петербургский Горный университет, Санкт-Петербург, Россия

The article presents the result of depth estimation using standard Euler deconvolution and is provided an evaluation of the possibility to highlight the contour of salt diapirs flanks of the Pre-Ural foredeep. The analysis was initially performed on a simulation model with real salt structures dimensions characteristic of this region. The calculation was then performed using real gravitational field data and the result was compared with an interpreted regional 2D seismic section.

На мировом уровне разработки залежей, ассоциированных соляными куполами, ведется экономический успешно, поскольку к таким структурам приурочены ловушки нефти и газа, созданные движением соли, поэтому задача интерпретации таких структур является достаточно актуальной. Соляные купола — интрузивные геологические структуры, образованные массами солей, которые, подвергаясь большому давлению, поднимаются сквозь осадочные слои земной коры, пересекая и деформируя их. Их генезис довольно сложен и обусловлен несколькими факторами: эвапоритовый генезис, залегание на больших глубинах с высоким литостатическим давлением, высокая пластичность солей и «выдавливание» вверх по разрезу по зонам раз.

Для детального изучения геологических структур выполняются сейсмические съемки. Однако сейсмическое волновое поле дает информацию в объеме в случае 3D-съемки в пределах малых площадей, или только вдоль профилей в случае 2D-съемки. При этом сейсмические работы являются довольно дорогими, в отличие от методов потенциальных полей. Поэтому основной целью данной работы является анализ возможности применения методики стандартной деконволюции Эйлера для выделения контуров флангов соляных диапир и прогноз глубин структурных геологических объектов на основе гравиметрических данных.

Целью деконволюции Эйлера является получение оценки глубин, соответствующих гравитационным и магнитным аномалиям, связанным с геологическими элементами с различной геометрией (контакт, цилиндр, разломы или сфера), каждому из которых присваивается структурный индекс. Для гравиметрических расчетов, связанных с контактами, индекс равен 0. Метод был разработан Томпсоном (1982) для интерпретации двумерных аномалий потенциального поля.

Деконволюция Эйлера описывается следующей формулой:

$$(x - x_0) \frac{\delta U}{\delta x} + (y - y_0) \frac{\delta U}{\delta y} + (z - z_0) \frac{\delta U}{\delta z} = N (B - U),$$

где: (x_0, y_0, z_0) – координаты прогнозных глубин (особые точки), (X, Y, Z) – координаты точечных единиц потенциальных полей, N - значение структурного индекса, B -региональный фон, U – исходное потенциальное поле [1].

Суть работы заключается в проверке адекватности результата деконволюции Эйлера на синтетической модели, а затем применение к реальным данным, полученным на участке, находящемся в Предуральском прогибе.

На первом этапе задача состояла в имитационном моделировании соляных структур с реальными размерами, встречаемыми на территории изучения. Построение синтетической структурной карты кровли соляных куполов выполнялось в ПО Surfer. Расчет «грида» аномалии силы тяжести и стандартная деконволюция Эйлера выполнялась в ПО Oasis montaj с помощью модулей “Gravity forward calculation” и “Standard Euler Deconvolution”, соответственно. Структурный каркас заполнен плотностями – 2.2 г/см³ в пределах куполов и 2.45 г/см³ – для вмещающих пород. К результату решения прямой задачи добавлен случайный шум на уровне 1% от аномалии для имитации реальных помех.

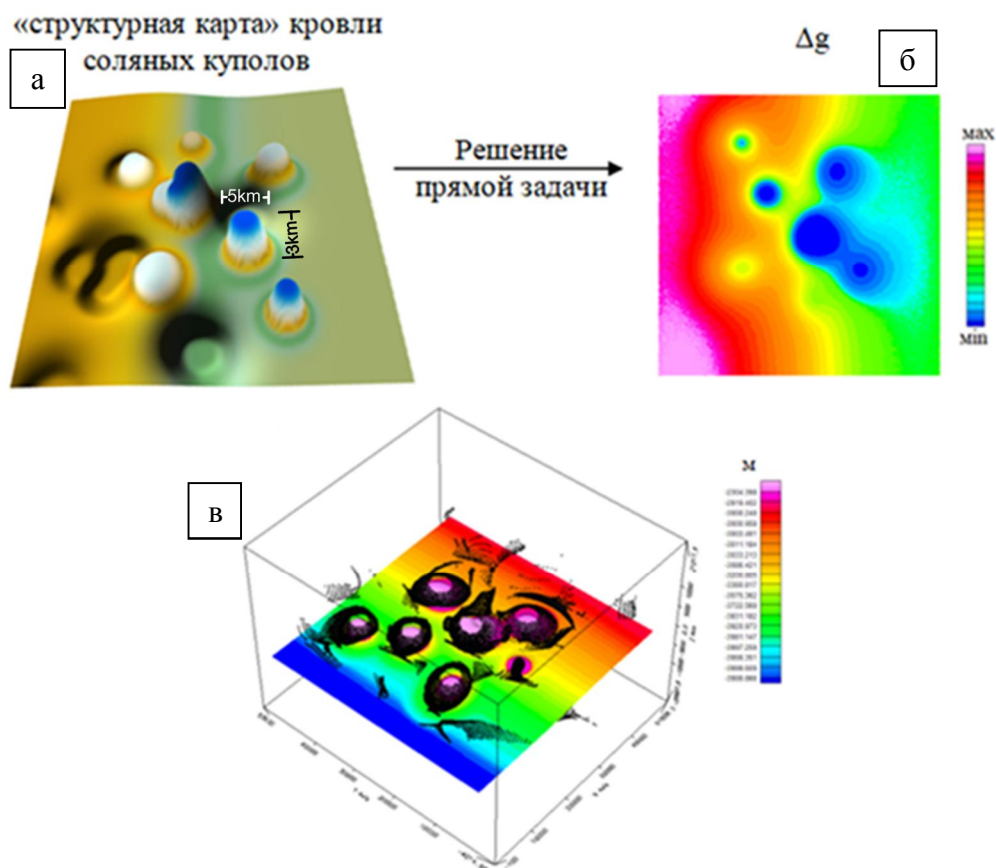


Рис. 1. Схема расчета. Имитационная модель поверхности соляных куполов; гравитационное поле с добавлением случайного шума в) модель точек, полученных путем деконволюции Эйлера, наложенная на модель кровли солянокупольной толщи

Моделирование показало, что распределение точек в объеме удовлетворительно соответствует положению контактов соляных куполов и вмещающих пород. Также на данном этапе выявлены оптимальные параметры деконволюции.

Территория, на которой применим опробованную на модели методику, - Южная часть Предуральского прогиба, - характеризуется очень сложной тектоникой. Залежи нефти и газа приурочены к терригенным и карбонатным пластам-коллекторам девонского, каменноугольного возраста, и к мощной толще нижнепермского возраста – флишоидам [2]. Покрышка этих залежей может быть связана с соляными структурами.

На участке проводились различные геофизические исследования. Для решения задачи использованы материалы сейсмического регионального профиля 2D и карта данных гравиметрической съемки (Рис. 2 б). Для решения детальных структурных задач ведущим методом является сейсморазведка 3D, которая для автора в данной задаче не доступна. Поэтому наличие данных несейсмических методов является очень полезным.

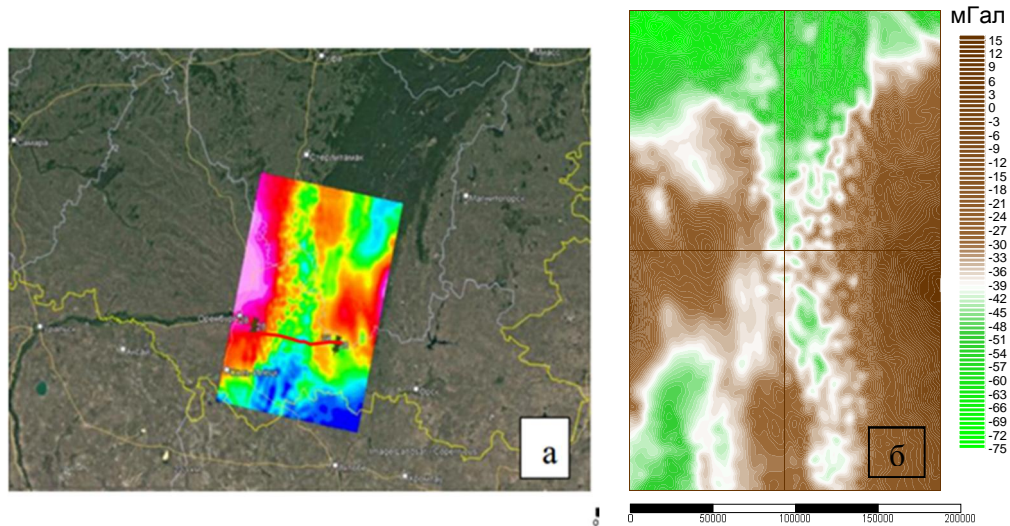


Рис. 2. Исходные данные для опробования методик на реальном примере.
 а) Спутниковый снимок на территорию, включающую Оренбургскую область, на него наложен сейсмический региональный профиль 2D (красная линия) и гравиметрические данные в цветовой шкале «радуга» б) карта гравитационного поля в редукции Буге.

В методе стандартной деконволюции задается два горизонтальных градиента и один вертикальный (Рис. 3 б, в, г), а также окно, по которому будут рассчитываться координаты точек и погрешность их оценки. В результате в качестве решения выводятся только те точки, стандартное отклонение которых не превышает определенный допуск. Используемые параметры являются такими: размер окна – 8 и предельный допуск – 15%.

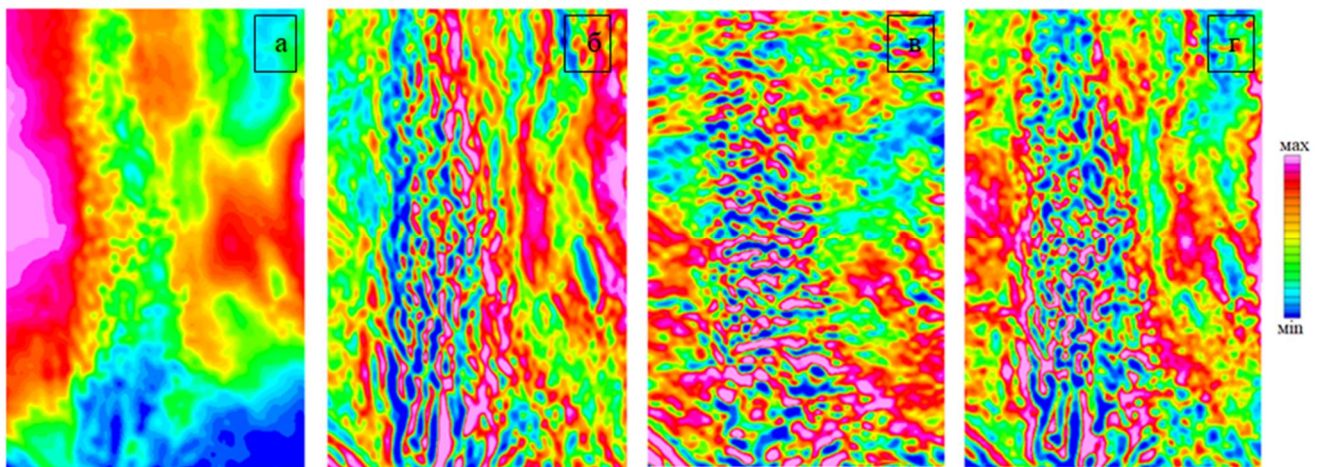


Рис. 3. а) Исходное гравитационное поле в раскраске «радуга»; б - в) горизонтальные градиенты по направлениям x и y , г) вертикальный градиент

Ранее автором уже выполнялось исследование кровли соляных куполов, сложенными соляно-ангидритовыми отложениями (кунгурский ярус), на сейсмическом временном разрезе – был выполнен анализ сейсмических атрибутов. Далее временной разрез был приведен к глубинному и выполнено моделирование с получение уточненной границы соляных куполов. Для сравнения результата деконволюции и предшествующих результатов моделирования, точки, находящиеся в зоне до 2 км от линии профиля, спроецированы на разрез. Результат стандартной деконволюции Эйлера представлен на рисунке 4.

Известно, что глубина залегания интересующих структур не превышает 5 км. По этой причине точки, расположенные глубже, не учтены на разрезе. Более глубокие точки могут быть связаны с контактами пород различных плотностей другого рода – например, в

породах фундамента. Голубой линией на разрезе показана граница, выделенная по результатам анализа данных сейсморазведки и гравиразведки. «Облака» точек в отдельных частях разреза хорошо ложатся на эту границу. Наложенные на соляные купола точки (на внутреннюю часть, или находящиеся, наоборот, вне них) могут быть связаны с влиянием контактов соляных структур, находящихся немного в стороне от профиля.

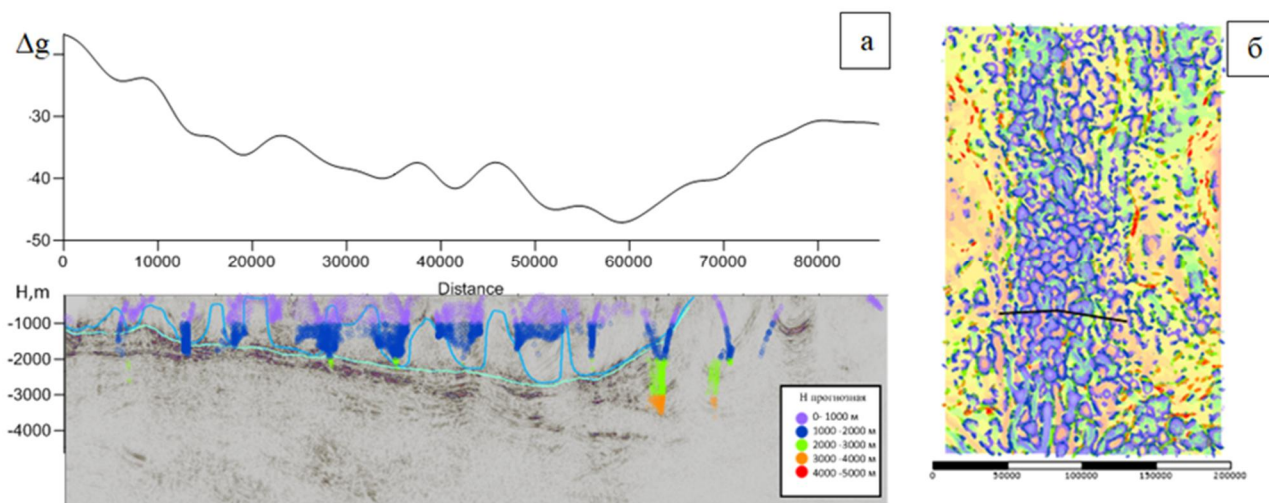


Рис. 4. Разрез с результатом стандартной деконволюции Эйлера, наложенный на сейсмический разрез (а), положение профиля и результатов деконволюции на карте локальной составляющей гравитационного поля (б)

По результатам проведенного исследования, можно сделать следующие выводы: полученные точки недостаточно точно описывают контур соляных диапиров в разрезе (рис. 4 а), по сравнению с сейсморазведкой. Однако, в случае отсутствия дополнительных данных результаты деконволюции полезны, так как дают удовлетворительную по качеству привязку решений по глубине.

На поверхности (рис. 4 б), результаты деконволюции Эйлера – уверенно выделяют контуры соляных структур, представленных пониженными аномалиями силы тяжести (фиолетовый цвет) в виде округлых скоплений точек. Линейно протяженные скопления особых точек могут быть связаны с разломами, они отмечены оранжевым и красным – то есть, привязаны к большей глубине и локализуются в породах фундамента.

Моделирование с использованием синтезированных данных является оптимальным способом проверки эффективности алгоритмов интерпретации, на котором можно опробовать различные варианты расчета и выделить наилучшую методику.

Список литературы

1. Сенчина Н.П. Деконволюция Эйлера в интерпретации данных потенциальных полей Казанско-Кажимского авлакогена. Международный научно-исследовательский журнал. 2021. № 11-2 (113). С. 7-13.
2. Данилова Е.А. Перспективы нефтегазоносности приразломных зон трещиноватости Оренбургского Приуралья.: Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Оренбург, 2019. 157с.
3. Reid A.B., Allsop J.M., Granser H., Millett A.J. and Somerton I.W. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. Geophysics. 1990. № 55, P. 80-91.

Опыт картирования эпицентральной зоны подземного ядерного взрыва с помощью гравиразведки

В.В. Филатов¹, Л.А. Болотнова², К.В. Вандышева², Ю.К. Гвоздарев³
filatov47@mail.ru, l.bolotnova@yandex.ru, Vandyшева@mail.ru

1 - Владимирский государственный университет имени Александра Григорьевича и Николая Григорьевича Столетовых, Владимир, Россия

2 - Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

3 - Российский Федеральный Ядерный Центр – Всероссийский научно-исследовательский институт технической физики имени академика Е.И. Забабахина (ФГУП «РФЯЦ – ВНИИТФ им. академ. Е.И. Забабахина»), Снежинск, Россия

Abstract

On September 10, 1996, at the 50th session of the UN General Assembly, the «Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty» (CNTBT) was adopted, opened for signing by all interested countries from September 24, 1996. [1] This treaty expanded to an unconditional framework a limited regime of prohibition of nuclear weapons tests. In order to determine whether or not an underground nuclear explosion (UNE) was carried out on a territory by a state in spite of the CNTBT, an international on-site inspection was envisaged. In the Protocol to the CNTBT, methods of on-site inspection were defined: seismological, radionuclide, hydroacoustic and acoustic active and passive monitoring, as well as mapping of magnetic and gravitational fields in the proposed area of UNE on an area of 4 km² in a certain period of time. Gravitational field mapping was envisaged to be carried out in the form of ground gravitational surveys in order to detect and localize the epicentral area of the UNE before and after the UNE at the final stages of the on-site inspection. Gravimetry was included in the list of on-site inspection technologies due to positive research results performed in different years and at different facilities in the USSR (USSR Ministry of Environment, Central Research Geological Exploration Institute of Non-Ferrous and Noble Metals, Mingeo USSR, 1978; in 1988/89 gravimetric studies were carried out at 11 sites using a GNU-KV gravimeter).

Аннотация

10 сентября 1996 г. на 50-й сессии Генеральной ассамблеи ООН был принят «Договор о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний» (ДВЗЯИ), открытый для подписания всеми заинтересованными странами с 24 сентября 1996 г. [1]. Этот договор расширял до безусловных рамок ограниченный режим запрещения испытаний ядерного оружия. Чтобы определить, был или не был произведён подземный ядерный взрыв (ПЯВ) на какой-то территории тем или иным государством вопреки ДВЗЯИ, было предусмотрено проведение международной инспекции на месте. В Протоколе к ДВЗЯИ были определены методы инспекции на месте: сейсмологический, радионуклидный, гидроакустический и инфразвуковой активный и пассивный мониторинги, а также картирование магнитного и гравитационного полей в предполагаемом районе проведения ПЯВ на площади равной 4 км² в определённый промежуток времени. Картирование гравитационного поля было предусмотрено проводить в виде наземной гравитационной съёмки с целью обнаружения и локализации эпицентральной зоны ПЯВ до и после проведения ПЯВ на заключительных этапах инспекции на месте. Гравиметрия была включена в перечень технологий проведения инспекции на месте благодаря положительных результатов исследований, выполненных в разные годы и на разных объектах в СССР (Минсредмаш СССР, ЦНИГРИ, Мингео СССР, 1978; в 1988/89 гг. гравиметрические исследования были проведены на 11 объектах с помощью гравиметра ГНУ-КВ).

Подземный ядерный взрыв: физическая и петроплотностная модели

При ПЯВ происходит изменение всех физических свойств горных пород. Поэтому основу методики картирования эпицентральной зоны ПЯВ с помощью гравиметрии

составляют, как и любого другого метода инспекции на месте [2-4], представление о его физической и петроплотностной моделях.

ПЯВ [5] характеризуется очень высокой плотностью энергии и малым временем её выделения (от 10 до 100 наносекунд). Передача энергии ПЯВ геологической среде происходит в две последовательные стадии: радиационно-газодинамическую и упругопластическую. В начале первой стадии около 90% общей энергии взрыва составляет жёсткое рентгеновское излучение; горные породы на этой стадии испаряются. С течением времени энергия излучения переходит во внутреннюю и кинетическую энергию геологической среды. Фазовые переходы и характерная для твёрдой среды связь между напряжением и деформацией приводит к тому, что фронт ударной волны распадается, и ударная волна вырождается в упругую волну сжатия, т.е. наступает упругопластическая стадия деформирования геологической среды.

Процесс деформирования геологической среды не хаотичен; он закономерен [6, 7 и др.]. Эта закономерность проявляется и в случае воздействия на геологическую среду ПЯВ. Под действием ПЯВ происходит образование нескольких деформационных зон (рис. 1). Деформационные свойства этих зон и их пространственное положение относительно гипоцентра ПЯВ не зависят ни от мощности взрыва, ни от строения геологической среды, ни от её физико-механических свойств, поскольку процесс деформирования и разрушения среды является автомодельным или подобным [8]. Это обстоятельство естественным образом обеспечивает методике картирования эпицентральной зоны ПЯВ с помощью гравиметрических исследований некоторую универсальность в отличие от других геофизических методов [3, 4].

Под действием ПЯВ из всех физических свойств горных пород: магнитных, упругих, электрических и других [3, 4], наиболее существенно изменяется их плотность. Эти изменения являются долговременными, поскольку релаксация напряжения происходит в течение длительного промежутка времени. Следовательно, длительное время после того, как был произведён ПЯВ, будет сохраняться деформационный режим в среде и, следовательно, наблюдаться и аномальный эффект в поле силы тяжести, обусловленный изменением плотности пород. Гипсометрически изменения плотности геологической среды происходят в основном в двух зонах - гипоцентральной и эпицентральной, разнесённых по вертикали на несколько сотен метров в зависимости от глубины заложения заряда.

В гипоцентральной зоне или в камуфлетной полости ПЯВ (рис. 1) характер деформации геологической среды и, соответственно, изменение плотности пород геометрически представляется в виде концентрических сферических слоёв разной плотности. В поле силы тяжести аномальный эффект этой зоны эквивалентен полю точечного источника, расположенного в гипоцентре ПЯВ. Поскольку глубина заложения заряда, как правило велика, то интенсивность аномалии силы тяжести на поверхности земли небольшая (тысячные доли мГал и меньше) и поэтому её невозможно уверенно зафиксировать.

По-другому происходит изменение плотности геологической среды вблизи поверхности земли. Эти изменения плотности не столь значительные по сравнению с гипоцентральной зоной. Они обусловлены тем, что упругая ударная волна сжатия, порождённая ПЯВ, отражается от этой поверхности уже в виде волны растяжения, т.е. при отражении происходит изменение фазы волны на противоположную. Предел прочности горных пород (особенно залегающих вблизи поверхности земли) значительно меньше пределов прочности на сжатие [9]. Поэтому волна растяжения, отражённая от поверхности земли, создаёт в геологической среде режим растяжения с образованием в ней в основном трещин откола; горная порода благодаря этой деформации разрыхляется и, следовательно, происходит уменьшение её плотности. Таким образом, вблизи поверхности земли формируется откольная эпицентральной зона в форме сжатого эллипсоида (рис. 1). Результаты решения прямой задачи и данные измерений силы

тяжести свидетельствуют, что аномалия, обусловленная изменением плотности пород в эпицентральной зоне ПЯВ, составляет первые десятые доли мГал.

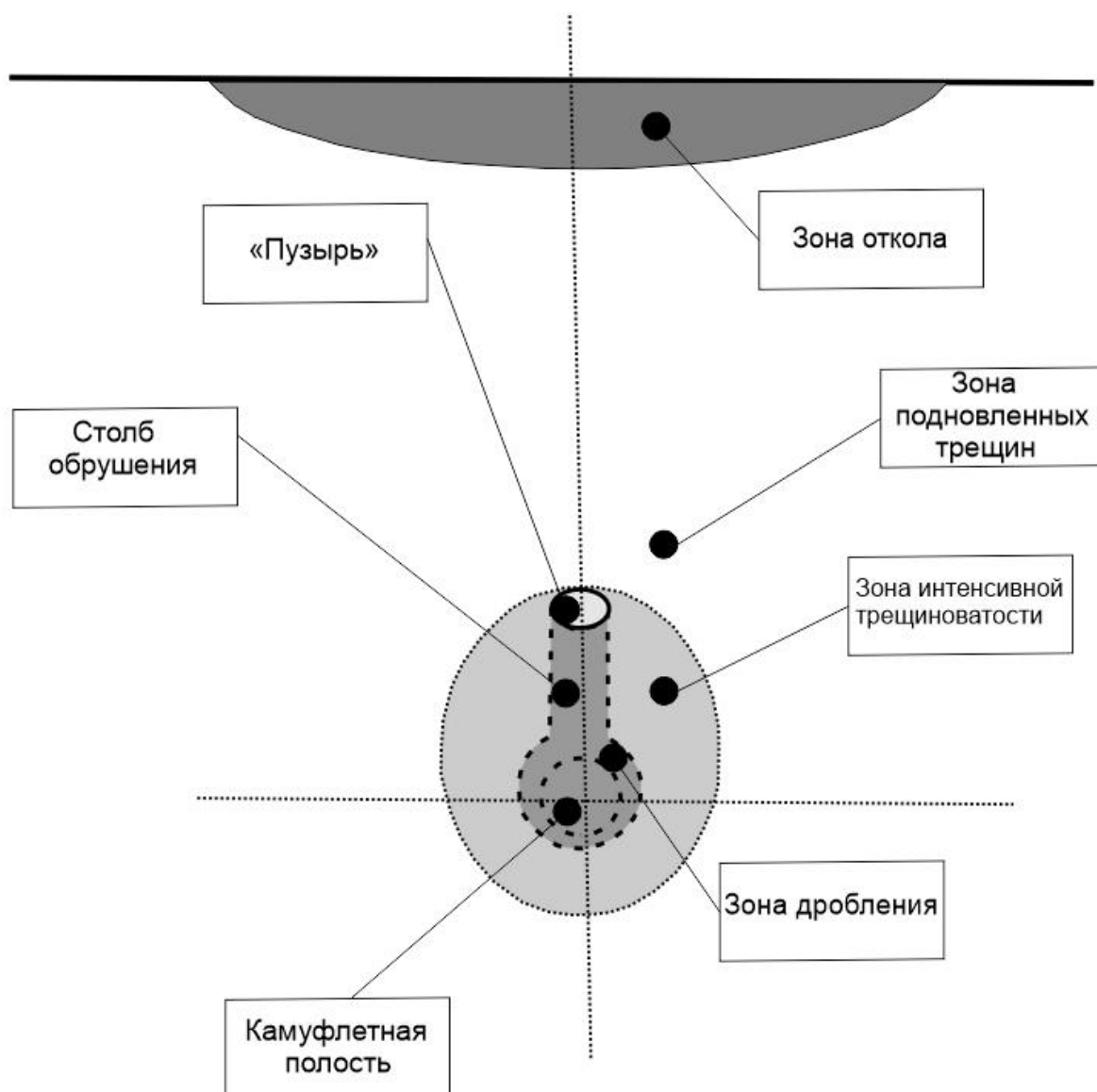


Рис. 1. Схема воздействия ПЯВ на характер деформации геологической среды

Обобщение данных о характеристиках физических процессов, сопровождающих ПЯВ [5], о параметрах физической и петроплотностной моделей, дают основание утверждать, что физико-геологические условия благоприятствуют применению гравиразведки для картирования в аномальном гравитационном поле района, в котором был произведён ПЯВ. Предпосылками для решения этой задачи служат:

- образование при ПЯВ в его эпицентральной зоне, т.е. вблизи поверхности земли, разуплотнённого локального объекта в форме сжатого эллипсоида, характеризующегося аномальной плотностью и аномалией силы тяжести в первые десятые доли мГал;

- благодаря тому, что релаксация напряжения после ПЯВ происходит в геологической среде в течение длительного времени (годы и даже десятилетия), то режим разуплотнения горных пород в эпицентральной зоне ПЯВ тоже сохраняется длительное время и, значит, аномальный гравитационный эффект будет со временем уменьшаться очень медленно: время существования аномального гравитационного эффекта

существенно продолжительнее времени, выделяемым для проведения инспекции на месте, предусмотренным ДВЗЯИ.

Методика и результаты гравиметрических исследований при картировании эпицентральной зоны ПЯВ

Теоретико-методические и экспериментальные исследования показали, что при картировании эпицентральной зоны ПЯВ наиболее информативной характеристикой поля силы тяжести является его вертикальный градиент, по величине которого следует вычислять среднюю относительную плотность промежуточного слоя в каждой точке наблюдения, а при вычислении аномального значения поля силы тяжести и средней относительной плотности промежуточного слоя использовать не нормальное значение вертикального градиента (0,3086 мгал/м), а аномальное, которое имеет разную величину в разных точках наблюдения вследствие гетерогенности геологической среды. Для повышения точности измерений силы тяжести и, соответственно, точности определения аномального значения силы тяжести и величины средней относительной плотности пород промежуточного слоя, целесообразно применять автоматизированный прецизионный гравиметр «Autograv» CG-3М [10, 11].

Экспериментальные исследования по отработке технологии проведения инспекции на месте были проведены в Казахстане в 1999 и 2000 гг. на двух объектах. Мощность обоих взрывов была равна 2,5 килотоннам; с момента проведения ПЯВ и до начала гравиметрических исследований инспекции на месте прошло более 20 лет.

В комплекте гравиметра «Autograv» CG-3М имеется промежуточная подставка высотой 1,2 м для установки прибора на нужном уровне. При проведении измерений гравиметр устанавливается сначала на штатную подставку; после проведения серии измерений на штатную подставку устанавливается промежуточная подставка; на эту подставку устанавливается гравиметр и выполняется серия измерений на высоте промежуточной подставки. Затем вычисляется вертикальный градиент W_{zzi} , где i – номер точки измерения, как разность измеренных значений силы тяжести на разной высоте, отнесённая к высоте промежуточной подставки.

Из известной формулы вычисления аномального значения силы тяжести в редукции Буге, в которой нормальное значение силы тяжести принимается равным нулю из-за малости площади участка исследования, на котором проводится инспекция, выводится формула для вычисления величины средней относительной плотности пород промежуточного слоя для каждой точки измерения i . (при этом величина средней относительной плотности пород промежуточного слоя всей территории инспектируемого участка задаётся заранее):

$$\sigma_{cpi} = (W_{zzi}/0,0419)^{1/2}.$$

Заключение

1. Изучение деформационного состояния геологической среды, изменённой под действием ПЯВ вблизи поверхности земли, свидетельствует, что существенные остаточные деформации в ней проявляются не только в хрупких горных породах, но и в пластичных. Это приводит к значительным изменениям плотности пород, в результате которых формируются плотностные неоднородности, создающие аномалии силы тяжести интенсивностью в первые десятые доли мГал. Таким образом, создаются предпосылки для картирования места проведения ПЯВ с помощью гравиразведки не только в хрупкой, но и в более сложной для изучения - в пластической геологической среде.

2. Разрыхлённые под действием ПЯВ породы в приповерхностном слое земли со временем уплотняются, а полости и трещины в них заполняются подземными водами. При уплотнении геологической среды происходит увеличение интенсивности аномалий поля силы тяжести по сравнению с их интенсивностью, измеренной сразу после проведения ПЯВ. Это обстоятельство может служить предпосылкой для отличия старых и вновь ПЯВ, проведённых на одной и той же территории при повторных инспекционных

гравиметрических наблюдениях через некоторый промежуток времени, например, через 1-2 месяца.

Литература

1. Договор о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ). Подготовительная комиссия Организации Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний, 1996. – 153 с.
2. Гвоздарев Ю. К. Методика и результаты гравиметрических исследований для обнаружения эпицентральной зоны подземного ядерного взрыва: дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. – Снежинск: РФЯЦ-ВНИИТФ, 2008. – 177 с.
3. Каплан Ю. В. Разработка технологии пассивного сейсмологического мониторинга афтершоков при проведении инспекции на месте в рамках контроля за соблюдением Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний: дисс. ... канд. техн. наук. – Снежинск: РФЯЦ-ВНИИТФ, 2003. – 103 с.
4. Сагарадзе Д. А. Разработка технологии пешеходной магнитометрии для целей инспекции на месте в рамках Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний: дисс. ... канд. техн. наук. - Снежинск: РФЯЦ-ВНИИТФ, 2005. – 100 с.
5. Механическое действие ядерного взрыва. – М.: Физматлит, 2002. - 384 с.
6. Садовский М. В., Болховитинов Л. А., Писаренко В. Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. – М.: Наука, 1988. – 255 с.
7. Филатов В. В., Болотнова Л. А. О подобие и иерархичности тектонических структур // Изв. вузов. Горный журнал, 2019. №1. С. 52-59.
8. Колмогоров А. Н. О логарифмически-нормальном законе разделения частиц при дроблении // Докл. АН СССР. 1941. Т. 31. №2. С. 99-101.
9. Баклашов И. В. Деформирование и разрушение породных массивов. – М.: Недра, 1988. -271 с.
10. Гвоздарев Ю. К. Использование измерений вертикального градиента гравитационного поля для обнаружения эпицентральной зоны проведённого подземного ядерного взрыва // Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Вып. 15. Серия: геология и геофизика. – Екатеринбург, 2002. С. 166 – 171.
11. Гвоздарев Ю. К. Методика обнаружения эпицентра подземного ядерного взрыва по гравиметрическим данным // Изв. вузов. Горный журнал. 2007, №4. С. 121-127.

УДК 550.370

Некоторые аспекты полевых электроразведочных работ, применяемых при поиске месторождений нефти и газа в Восточной Сибири

И.И. Халиулин

i.haliulin@nedra.gazprom.ru

Филиал «Газпром недра НТЦ» ООО «Газпром недра», Тюмень, РФ

Field electrical exploration works are presented in this article. The field work was carried out by two methods: probing by the formation of the field in the near zone (3D ZSB) and small-depth ZSB (mZSB). The 3D ZSB method describes the technique and shows the depth of penetration of the useful signal. The mZSB method is given a characteristic of the surveillance system, the density of the surveillance network is given. The differences between the methods are described in the article. The problems and complexity of performing field electrical exploration are shown by examples. Control over the conduct of field work, when and how it was performed is described in this article. At the end of the article, it is indicated by whom the desk stage of these works will be performed.

На сегодняшний день укоренилась практика при геологических работах на поиск залежей нефти и газа применять комплексирование сейсморазведочных и электроразведочных работ на этапе полевых работ. Сейчас самые разные недрапользователи (и нефтяные компании и газовые и госзаказ) заказывают полевые сейсморазведочные работы вместе с электроразведочными работами так, чтобы подрядчики их выполнили одновременно.

Компания ООО «Газпром недра» при постановке геологоразведочных работ заказывает у подрядчиков одновременное проведение полевых сейсморазведочных и электроразведочных работ. В Восточной Сибири общество вместе с полевыми сейсморазведочными работами методом МОГТ 3D заказывает полевые электроразведочные работы методами 3D зондирование становлением поля в ближней зоне (3D ЗСБ) и малоглубинное зондирование становлением поля в ближней зоне (мЗСБ) [1].

Электроразведочные работы в Восточной Сибири при поисках месторождений нефти и газа имеют очень важное значение сразу по нескольким аспектам геологоразведочного поиска. Например, электроразведочные работы методом мЗСБ имеют глубину исследования от дневной поверхности до первых 500 м. Благодаря этому методу верхняя часть разреза детально расчленяется. Но главная задача, которая решается этими работами это поиск природных резервуаров подземных вод, близко залегающих к поверхности. Поиск водоносных горизонтов имеет важнейшее значение при производстве буровых работ, по причине того, что бурение глубоких скважин невозможно без расположенного поблизости природного источника водоснабжения.

Электроразведочные работы методом 3D ЗСБ решают сразу несколько геологических задач. Первая, поиск пластов с улучшенными коллекторскими свойствами, здесь решается задача прогнозирования залежей нефти и газа в определённых отложениях. Другая геологическая задача, которая решается при помощи метода 3D ЗСБ это прогнозирование развития соленосных отложений (рапапроявлений). Эта задача является очень важной частью производства процесса бурения глубоких скважин. Необходимость прогноза соленосных отложений обусловлена предсказанием осложнений, возникающих в процессе проводки скважины. Это может быть либо прихват бурового инструмента, либо поглощение бурового раствора, или активное рапапроявление.

Главным характерным отличием метода 3D ЗСБ от метода мЗСБ служит глубина их исследований. И, как уже было отмечено, метод мЗСБ может проникать в земную толщу только на глубину 500-600 м, а глубина исследования методом 3D ЗСБ зависит от решаемой им в конкретном случае геологической задачи. Обычно, для исследований методом 3D ЗСБ

выбирается весь стратиграфический интервал осадочной толщи площади исследования. При этом, детальность метода мЗСБ на порядок выше детальности глубинных исследований.

Главной характерной особенностью геоэлектрической модели Восточной Сибири служит повсеместно высокое электрическое сопротивление слагающих осадочный чехол геологических масс [2]. По геоэлектрический разрез Восточной Сибири говорят, что он высокоомный. Это обстоятельство накладывает определённые требования на производство полевых электроразведочных работ. В первую очередь, высокоомный геоэлектрический разрез обуславливает определённые геометрические размеры системы наблюдений, а также определяет величину возбуждаемого электрического сигнала. Для методов 3D ЗСБ и мЗСБ эти параметры разные.

В данной работе представлены электроразведочные работы, которые были проведены на одном из лицензионных участков, расположенном в Восточной Сибири. Лицензия на данный участок принадлежит ООО «Газпром недра».

Все параметры системы наблюдения, как для метода 3D ЗСБ, так и для метода мЗСБ прописаны в техническом задании на проведение полевых электроразведочных работ. Полевые электроразведочные работы начинаются подрядчиком с мобилизации полевой партии на место проведения исследований. После того как всё оборудование, техника и персонал доставлены к месту работ электроразведочная партия начинает производство полевых работ.

Полевые работы на данной площади исследования начались с постановки опытно-методических работ (ОМР) как для метода 3D ЗСБ, так и для метода мЗСБ. Целью ОМР было установить достигают ли заданной глубины исследований параметры системы наблюдения, которые определены техническим заданием. По результатам ОМР были окончательно определены параметры системы наблюдения для обоих методов.

Методика полевых работ методом 3D ЗСБ. Электромагнитный сигнал излучается генераторной петлёй размером 600X600 м. Сила тока, протекающего в генераторной петле составляет 250 А. Это два главных параметра, которые обуславливают глубину проникновения электромагнитного поля. С такими параметрами глубина исследования достигла 6 км, при том что целевой интервал, обусловленный мощностью осадочного чехла, не превышал на данной площади 4 км. Размер приёмной петли составил 18X18 м. Все эти параметры соответствовали указанным в техническом задании. Система наблюдения выглядела следующим образом: шаг между центрами генерирующих петель составил 1200 м, шаг между центрами приёмных петель по профилю составил 300 м. Регистрацию сигнала от одной генераторной петли производили одновременно девять приёмными петлями. Таким образом, плотность сети наблюдений получилась равной 5 физическим точкам (ф.т.) на квадратный км площади.

Методика полевых работ методом мЗСБ. Размер генераторной петли составил 100X100 м. Сила тока в генераторной петле не превышала 30 А. Размер приёмной петли 10X10 м. Система наблюдения получилась компактной в сравнении с методом 3D ЗСБ. Шаг между центрами генераторных петель составил 600 м. Шаг между центрами приёмных петель был выбран 100 м. Установка мЗСБ состояла из одной генераторной и трёх приёмных петель. Плотность сети наблюдений получилась равной 16.5 ф.т./км².

В результате в поле после проводилась предварительная экспресс-обработка зарегистрированных кривых 3D ЗСБ и мЗСБ. Для этого оператор проводил анализ полученных данных путём просмотра, суммирования нормированных сигналов ЭДС и получал кривые в трансформациях кажущегося сопротивления и проводимости. Анализ кривых в полевой обработке показал очень хорошее качество данных, уверенный сигнал, качественную шивку, без потери полезной информации. Суммарная проводимость по данным мЗСБ составляет 8-10 См, глубина зондирования мЗСБ достигла в результате работ 600 м. Суммарная проводимость, зарегистрированная по методу 3D ЗСБ изменяется от 30 до 45 См, глубина исследования составила 6 км.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

За надлежащим качеством полевых электроразведочных работ и соблюдением установленных сроков их выполнения непосредственно в поле наблюдал супервайзер. Контроль супервайзера включал в себя еженедельные отчёты о ходе проведения полевых работ. Отчёт супервайзера включал в себя ежедневные сводки о температуре воздуха, состоянии профилей и возможности движения по ним техники полевой партии, о количестве выполненных наблюдений, о простоях в работе и вызвавших их причинах. Все еженедельные отчёты супервайзера за весь полевой сезон были предоставлены заказчику.

Ввиду того, что полевые электроразведочные работы выполнялись одновременно с проведением полевых сейсморазведочных работ, возник основной аспект проведения данных работ. Все полевые наблюдения электроразведочной партии проводились по профилям, подготовленным для сейсморазведочной партии. Таким образом, сама возможность проведения электроразведки полностью зависела от сейсморазведки.

Другим важным аспектом выполнения полевых электроразведочных работ стал выбор техники, необходимой для производства работ. Ошиблись с выбором колёсного автотранспорта. Очень высокий снежный покров и незамёрзшие под таким покровом ручьи и другие водные преграды стали существенным препятствием для движения колёсной техники, что, в свою очередь, сильно снижало скорость выполнения полевых работ.

Следующим аспектом, повлиявшим на производительность труда, при производстве полевых электроразведочных работ стал кабель из которого была собрана генерирующая петля. По кабелю пропускался очень большой ток, как было показано выше сила тока в генераторной петле составляла 250 А, в результате чего кабель сильно разогревался и его сопротивление повышалось, тем самым уменьшая силу генерируемого тока, что приводило к сокращению глубины проникновения электромагнитного поля. Приходилось останавливать работы и остужать генерирующий кабель.

Ещё одной особенностью проведения данных работ явилось то, что электроразведочные работы методом 3D ЗСБ и методом мЗСБ выполнялись одновременно. Один отряд проводил работы 3D ЗСБ, а три других отряда выполняли сразу три съёмки мЗСБ. Для того чтобы исключить взаимное влияние генерируемых сигналов одного полевого отряда на другие в процессе производства работ приходилось разносить все 4 отряда в плане друг от друга. Общая площадь исследуемого участка достигала практически 500 км², а максимальная длина составляла около 30 км, приходилось за день проезжать большие расстояния, и это при довольно сложном передвижении по профилям.

Полная обработка всего массива полевых электроразведочных данных, а также геологическая интерпретация полученных материалов будет проводиться на этапе камеральных работ. Весь комплекс камеральных работ обработку и интерпретацию в полном объёме будет выполнять тот же самый подрядчик, который проводил полевые электроразведочные работы.

Список литературы:

1. Матвеев Б.К. Электроразведка. М.: Недра, 1990. 368 с.
2. Современная практическая электроразведка /науч. ред. чл.-кор. РАН Д.П. Гладкочуп; Рос. Акад. Наук. Сиб. Отд-ние, Ин-т земной коры. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. – 231 с.

УДК 553.411(571.65):550.3

Геофизические особенности Павликовскогозолоторудного месторождения Омчакского рудного узла (Яно-Колымская металлогеническая система)

И.М. Хасанов, А.В. Ткачев, Д.В. Макарова

aumaglan@yandex.ru, avt_magadan@mail.ru

Северо-Восточный комплексный институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан

Abstract

The presented work provides the results of the analysis of the geophysical fields of the gold mine and established some features of them. A set of geophysical studies and methodical processing techniques capable of solving the problems of gold-wielding forecasting within the Yano-Kolym metal system are presented. Based on the interpretation of the complex of geophysical data, search geological and geophysical signs of gold ore ore node - ore field - ore-working body - ore body are proposed. One of the main methods of interpretation in determining the search signs of potentially ore bodies (or enriched intervals) is to study the frequency characteristics of the polarization process.

Keywords: polarization method, frequency characteristics of the polarization process, magnetotelluric sensing, gold quartz mineralization.

Введение

Наиболее важным содержанием геофизических исследований является установление поисковых геофизических признаков перспективных площадей на уровне рудных узлов и рудных полей, а также обогащенных участков и интервалов в пределах месторождений и рудных тел (рудолокализирующих структур). Решение указанных задач на уровне месторождение – рудное тело часто становится весьма сложным и трудно реализуемым. В работе представлены результаты обработки геофизических материалов с целью создания перечня признаков характерных для золотокварцевых месторождений Центрально-Колымского региона (Магаданская область). Исследования проводились в пределах Павликовского рудного поля и одноименного месторождения, входящего в состав Омчакского рудного узла (ОРУ) Аян-Юряхской рудной зоны, Яно-Колымской металлогенической системы (Рис. 1)



Рис. 1. Схема расположения территории исследований на металлогенической основе.

Фактический материал и методика обработки геофизических данных

При создании работы использованы фондовые материалы АГС и гравиметрической съемки, наземных геофизических работ разных лет 1983-2005гг (Сегаль С.З., Журавлев В.Г. Родионов В.И.) а также авторов (Хасанов И.М., Ткачев А.В.,) 2015-2018гг.

Результаты гравиметрических, аэромагнитных и аэро-гаммаспектрометрических (АГС) данных геофизических наблюдений были обработаны программным комплексом

спектрально-корреляционного анализа данных (КОСКАД) с целью выделения и уточнения взаимной зависимости геофизических параметров между собой [4].

Геологическая характеристика

Омчакский рудный узел (ОРУ), включает в себя Наталкинское, Омчакское и Павликовское коренные месторождения золота, большое количество рудопроявлений и пунктов минерализации. Тектоническое строение рудного узла определяется северо-западными разрывными нарушениями, относящимися к зоне Тенькинского глубинного

разлома. В пределах рудного узла отмечено сравнительно небольшое количество интрузивных тел. Они представлены небольшими по размерам штоками кварцевых диоритов, диорит-порфириров и дайками спессартитов, диорит-порфириров и микродиоритов. Площадь Павликовского рудного поля слагают туфогенно-осадочные породы верхнепермского возраста, подразделяемые на атканскую (туфомикститы) и омчакскую (глинистые и песчано-глинистые алевролиты и песчаники). Рудные тела месторождения приурочены к оперяющим трещинам основных тектонических нарушений. В основном, это сколовые трещины северо-западного простирания, представленные относительно выдержанными зонами дробления и расланцевания. Рудные зоны представляют собой сближенные и субпараллельные в целом, линейно вытянутые по простиранию и падению зоны трещиноватых, передробленных и перемятых осадочных пород, сцементированных жильными гидротермальными образованиями. В геологических границах рудные зоны не выделяются, контуры их устанавливаются только по данным опробования. Состав жильных образований преимущественно кварцевый, иногда кварц-карбонатный и редко только кальцитовый. Из рудных минералов отмечено самородное золото, арсенопирит, пирит, менее распространены сфалерит и галенит. Содержания золота варьируют от первых граммов до сотен граммов на тонну; в рудных телах средние содержания золота меняются от 1,5 до 6,9 г/т. Оруденение отнесено к золото-кварцевому формационному типу. [1]

Результаты и их обсуждение

Перед геофизическими работами ставились задачи выделения аномальных эффектов (поисковых признаков), определяющих положение известных и потенциально золотоносных участков в иерархии рудный узел - рудное поле - рудовмещающая зона (месторождение) – рудоносная зона (рудное тело).

Омчакский рудный узел (ОРУ) и его ближайшее окружение, составляющие фрагмент Тенькинской металлогенической зоны (ТМЗ) в гравиметрическом поле (Δg) фиксируется широкой до 12 км зоной градиента, осложненной локальными положительными аномалиями параметра Δg интенсивностью 6-10 нТл. Отрицательные локальные аномалии гравиметрического поля интенсивностью от -0,4 до -3,8 мГл. фиксируют выходы гранитоидных интрузий и, вероятно, достаточно крупные не вскрытые эрозией массивы (Рис. 2 -1).

Аномальное магнитное поле (ΔT_a) Омчакского РУ спокойное, слабо пониженное (от -10 до -25 нТл), осложнено локальными положительными (от 30 до 200 нТл) аномалий ΔT_a , ориентированными в северо-западном направлении вдоль основной зоны рудоконтролирующих разломов. Комбинация линейных, изометричных и дуговых положительных аномалий отражает зоны тектонических нарушений и ороговикования вмещающих пород в экзоконтактах интрузивных тел (Рис. 2 -2).

Данные аэро-гамма съемки (РАЭ) выделяют в пределах ОРУ территории с относительно повышенным вкладом калиевой и (в меньшей степени) – ториевой компоненты, которые трактуются как площади метасоматически и метаморфически измененных пород. Именно с ними связаны основные месторождения рудного узла.

В результате комплексного (локальная составляющая Δg , магнитное поле ΔT_a и концентрация радиоактивных элементов – РАЭ) классификационного анализа установлено, что рудные классы выделяются (относительно «фона» - среднего по всем остальным классам):

- низкими, но положительными значениями аномального магнитного поля 6,6 нТл (фон -17 нТл) при относительно низкой их дифференциации,
- повышенными значениями локального поля силы тяжести 0,46 мГл (на фоне дефицита плотности до -0,7 мГл) при пониженной дифференциации значений.
- характеризуется повышением калия 1,26% (на фоне 0,99%), дифференциация не отличается от фона; незначительным привнесом урана $1,69 \cdot 10^{-4}$ (на фоне $1,58 \cdot 10^{-4}$) и тория $6,61 \cdot 10^{-4}$ (на фоне $6,36 \cdot 10^{-4}$) при их пониженной дифференциации.

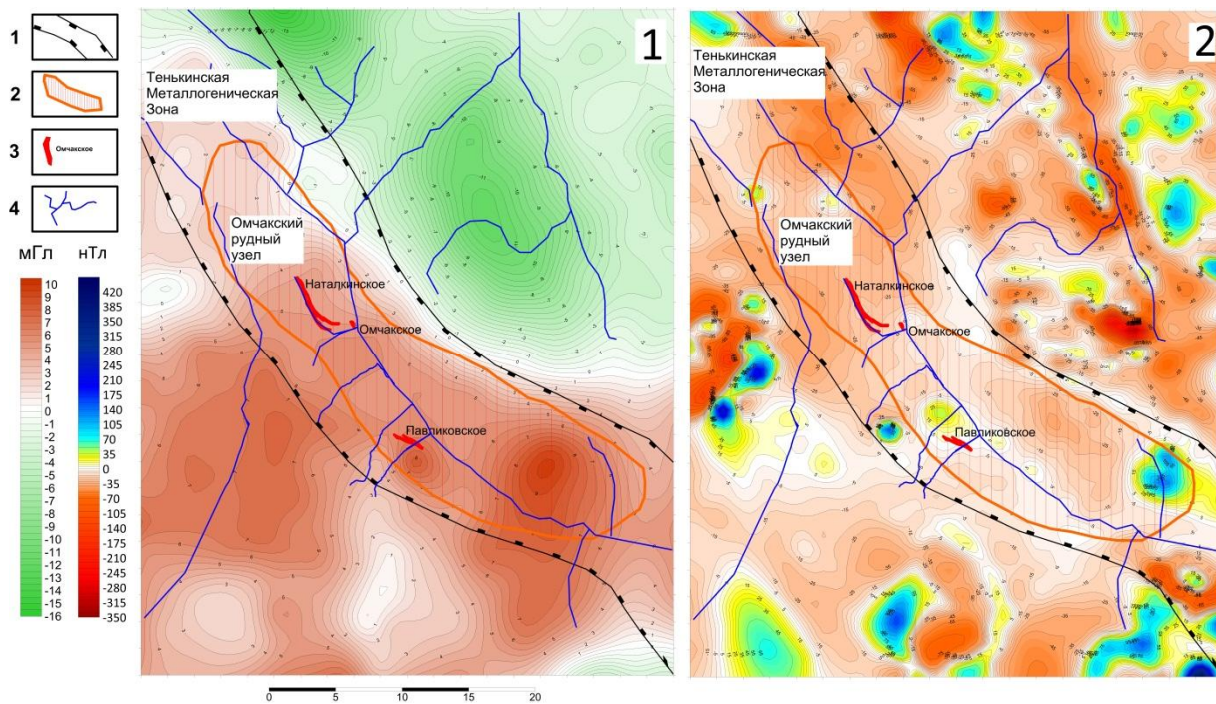


Рис. 2. Планы изолиний аномального гравитационного (1) и магнитного полей(2) 1. Зона влияния Тенькинского разлома (Тенькинская металлогеническая зона). 2.Омчакский рудный узел (Родионов В.И., 2005). 3. Золоторудные месторождения, их названия. 4. Гидросеть.

По данным наземной съемки методом магнитотеллурических зондирований в целом рудное поле Павликовского месторождения фиксируется аномалией повышенного удельного электрического сопротивления в диапазоне 300-3000 Омм(на фоне 50-200 Омм). Однако собственно рудовмещающая зона (месторождение), как в плане, так и в разрезе характеризуется относительно пониженными значениями удельного электрического сопротивления УЭС от 300 до 1300 Омм на фоне 500 - 3000 Омм. Однако четких границ самой рудовмещающей зоны, или отдельных рудных зон установить не удастся.

По данным наземной съемки срединного градиента (Сегаль С.З. 1981),рудовмещающая зона отмечается широкой аномалией относительно пониженного удельного сопротивления (500 -1000 Омм) на фоне повышенных сопротивлений (2000-2500 Омм) и характеризуются высокой общей поляризацией ($\eta_k = 10-15\%$) на фоне пониженных значений ($\eta_k = 3-7\%$). Выделить аномалии, которые однозначно связаны с отдельными рудными зонами или их обогащенными интервалами не представляется возможным.

В силу невозможности уверенного определения потенциально золоторудных тел по параметрам сопротивления и поляризации нами сделана попытка выделения перспективных зон на основе анализа амплитудно-частотных (АЧХ) и фазо-частотных (ФЧХ) характеристик по параметрам УЭС и ВП.

В пределах Павликовкого рудного поля были выбраны рудные и безрудные интервалы, где были проведены исследования ВП на переменном токе в диапазоне частот от 0.3 до 78 Гц. При этом выбор безрудных участков проводился таким образом, чтобы они имели аналогичные значения по параметрам сопротивления и поляризации, либо по одному из них с известными рудными интервалами. Таким образом, рудные и безрудные (вмещающие г.п.) участки гидротермально-метасоматически измененных пород были либо абсолютно похожи или близки по указанным характеристикам.

Безрудные интервалы характеризуются широкими диапазонами изменения сопротивления (от 200 до 3000 Омм) и поляризуемости (1.5 – 9.5 %), что объясняется различным литологическим составом вмещающих пород, а также типом и интенсивностью вторичных изменений. Электрические свойства рудных тел локализованы в достаточно

узких диапазонах пониженного сопротивления (300 – 650 Ом) и повышенной поляризуемости (10 – 12 %). Однако, главной отличительной особенностью рудных тел от вмещающих пород, является угол наклона фазо-частотной характеристики. Хорошо заметно (по крайней мере, в диапазоне частот 0.3 – 10 Гц), что угловой коэффициент ФЧХ всех безрудных интервалов положителен, тогда как для всех рудных интервалов он имеет отрицательное значение (Рис. 3).

Исходя из вышеизложенных особенностей геолого-геофизической модели геологической среды ОРУ, факторы, контролирующие размещение золото-кварцевого оруденения целесообразно сгруппировать от региональных к локальным, выделив в каждой группе основные геолого- геофизические признаки.

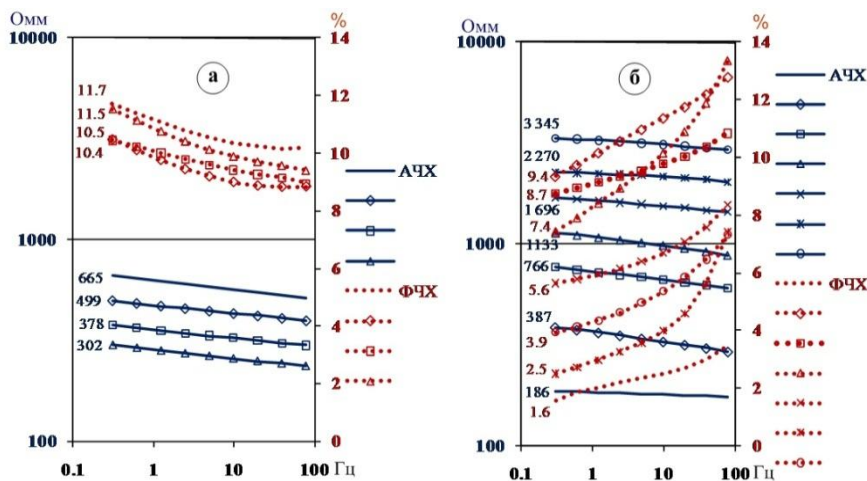


Рис. 3. Типичные амплитудно-частотные и соответствующие им фазово-частотные характеристики рудных тел (а) и вмещающих пород (б) Павликовского рудного поля. Индексы кривых - значения сопротивления и поляризации на частоте 0,3 Гц.

Региональные на уровне рудного узла. В гравитационном поле Омчакский рудный узел (ОРУ) и его ближайшее окружение, составляющие фрагмент Тенькинской металлогенической зоны, приуроченные к главнейшему тектоническому фактору контроля оруденения – зоне Тенькинского глубинного разлома северо-западного простирания, фиксируются широкой зоной градиента, полосой локальных аномалий положительной и отрицательной асимметрии и интенсивных аномалий эксцесса поля. В локальной составляющей площадь ОРУ контролируется положительными аномалиями силы тяжести, связанными предположительно с зонами магнезиально-железисто-кальциевого метасоматоза (линзы базификации).

В магнитном поле проявляются минерализованные разрывные нарушения ориентированные в северо-западном направлении вдоль основной зоны рудоконтролирующих разломов.

В региональной радиогеохимической зональности рудные поля ОРУ находятся в зоне калий-ториевой специализации с локальным проявлением существенно калиевой доминанты, что характерно для значимых золоторудных объектов для всех золоторудных объектов Яно-Колымской металлогенической системы.

Локальные на уровне рудного поля. Данные признаки определяют положение рудных объектов внутри рудного узла. Территория прогнозируемого рудного поля характеризуется относительно повышенным удельным сопротивлением. Данный факт объясняется литолого-магматическими факторами локализации оруденения.

Литологический фактор контроля оруденения в пределах поля выражается в приуроченности наиболее богатого золотого оруденения к микститам атканской свиты и нижней части алевролитов омчакской свиты. На начальных стадиях тектонических подвижек и складкообразования, одновременно с заложением основных рудоконтролирующих структур, в толще осадочных пород происходило нарастание сдвиговых деформаций. Это приводило к тому, что в резко неоднородных микститах с наличием крупных галек интрузивных пород в песчано-глинистом (изначально) матриксе проявлялось громадное

количество локальных участков сжатия и растяжения – около каждой гальки, испытывающей разворот при прогрессирующем одностороннем сдвиге. Таким образом, вся пачка микститов оказалась значительно более проницаемой для гидротермальных растворов по сравнению с относительно однородными, существенно глинистыми подстилающими и перекрывающими отложениями. В условиях восходящего фронта гидротермальных растворов это могло привести к интенсивному рудоотложению (окварцеванию и сульфидизации) в благоприятной среде испытавших деформации микститах и под экраном вышелегающих алевролитов омчакской свиты.

Магматический фактор контроля оруденения выражен в том, что более хрупкие, по сравнению с вмещающей песчано-глинистой толщей, штоки и крутопадающие дайки интрузивных пород (характеризующиеся высоким УЭС) являются, в первую очередь, рудоподводящими каналами.

Локальные на уровне месторождения. Рудовмещающие области и зоны характеризуются аномалиями относительно пониженного УЭС и повышенными значениями параметра вызванной поляризации. Это отражает связь золоторудной минерализации с метаморфически и метасоматически измененными породами.

Локальные на уровне рудных тел. Рудоносные зоны (рудные тела) имеют свои характерные фазо-частотные характеристики (ФЧХ) процесса ВП, которые значительно отличаются от фазо-частотных характеристик безрудных кварц-сульфидных зон и вмещающих метасоматитов.

Гидротермально-метасоматический процесс рудообразования, как правило, является многостадийным [1,5]. Граничные РТ условия формирования рудоносных зон (рудных тел) определяют характерное, присущее только для данного месторождения, термо-ЭДС рудных минералов сопровождающих золоторудную минерализацию (взаимоотношение электронной и дырочной проводимости), что обязательно проявляется в вариациях спада процесса ВП [2, 3, 6] или фазо-частотных характеристиках.

В заключение следует отметить следующее.

1. Представленный комплекс работ способен решать задачи прогноза золотого оруденения в пределах Яно-Колымской металлогенической системы.

2. На основании интерпретации комплекса геофизических данных предложены поисковые геолого-геофизические признаки золотого оруденения в иерархической последовательности рудный узел-рудное поле-рудовмещающая зона- рудное тело.

3. Одним из основных методических приемов интерпретации при определении поисковых признаков потенциально рудных тел (или обогащенных интервалов) является исследования частотных характеристик процесса ВП.

Литература

1. Гончаров В.И., Ворошин С.В, Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение - Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2002, С. 250.
2. Жаворонкова В.В., Кормильцев В.В. Поляризация минеральных электродов переменным током. Фазовые и амплитудные измерения вызванной поляризации на рудных месторождениях / сб. науч. тр. Свердловск: УФ АН СССР. 1973. С. 5 – 17.
3. Кормильцев В. В., Мезенцев А. Н. Электроразведка в поляризующихся средах. Свердловск, 1989. 125 с.
4. Инструкция к использованию комплекса спектрально-корреляционного анализа данных «КОСКАД 3Dt» Московский геологоразведочный университет, Москва 2004, С. 64.
5. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: 1978. 215 с.
6. Ткачев А.В., Хасанов М.М., Михалицина Т.И. Геолого-геофизическая интерпретация данных метода вызванной поляризации на золоторудных месторождениях Яно-Колымского орогенного пояса // Геология и геофизика, т. 58, № 11, с.1794-1804.

УДК 550.837

**Комплексная интерпретация результатов электрометрических наблюдений
(на примере Верхнекамского месторождения солей)**

Л.А. Христенко¹, Ю.И. Степанов^{1,2}

liudmila.hristenko@yandex.ru

1 - Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия

2 - Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

Field electrical surveys data of resistance methods in modifications of symmetrical electrical profiling and the natural of the field are given. Visual qualitative interpretation made it possible to identify 2 anomalous zones associated with vertical water currents and an unloading zone along weakened zones of disintegrated rocks. The example shows that the complex use of various interpretation methods significantly increases the information content and reliability of interpretation.

Методы сопротивлений и естественного электрического поля позволяют выделить зоны различного водонасыщения грунтов; определить направление движения подземных вод; выявить пути сосредоточенной фильтрации и участки вертикального перетока подземных вод (локализация зон разгрузки и поглощения). Теоретические основы (предпосылки) для решения вышеуказанных задач общеизвестны и положены в основу интерпретации и истолкования получаемых результатов. Комплексный анализ различных методов исследования и интерпретации позволяет выявлять связь выделенных аномалий с возможными причинами, вызвавшими их возникновение.

Электроразведочные работы методами сопротивлений, в модификации симметричного электропрофилеирования (СЭП), и естественного электрического поля (ЕП) способом градиента проводились с целью изучения гидрогеологической обстановки. Наблюдения выполнялись в пределах Верхнекамского месторождения солей (ВКМС) по 8 профилям с шагом 10 м. Разнос питающей линии АВ составлял 110 м, размер приемной линии MN для обоих методов – 10 м.

По результатам наблюдений методом ЕП построен план изолиний потенциала естественного электрического поля (рис.1а). Интервал изменения потенциала ЕП на площади исследований составляет от -200 мВ до +175 мВ. Увеличение интенсивности поля наблюдается на запад и северо-запад. Направление роста значений поля ЕП характеризует общие закономерности направления движения грунтовых вод. Основным интерес представляет аномальная зона положительного знака, расположенная между пикетами 100-450 профиля № 7. Интенсивность ее в эпицентре (ПК 250-330) достигает 220 мВ.

По результатам электропрофилеирования СЭП построен план изоом (рис.1б). Кажущееся сопротивление (КС) на большей части участка исследований изменяется от первых десятков до 60 Ом·м. В центре участка, на пересечении профилей № 4 и № 9, отчетливо выделяется изометричная локальная аномалия пониженного кажущегося сопротивления. Длина ее вдоль профиля № 4 составляет около 350 м. Кажущееся сопротивление изменяется от первых единиц до 40 Ом·м. С юго-востока от аномалии пониженного КС наблюдается область более высоких значений, осложненная серией мелких локальных аномалий, интенсивность которых достигает 100 Ом·м и более. Чередование мелких локальных аномалий КС различной интенсивности (в интервале 40÷60 Ом·м) вызвано различной глинистостью пород, слагающих верхнюю часть разреза. Более интенсивные аномалии (80÷115 Ом·м) вызваны границами локальных неоднородностей и др. геологическими факторами в пределах глубины исследований. Отмечается пространственное совпадение положительной аномалии потенциала ЕП на профиле №7 и области пониженных значений КС (менее 20 Ом·м). Такое сочетание признаков может отвечать локализованной зоне разгрузки.

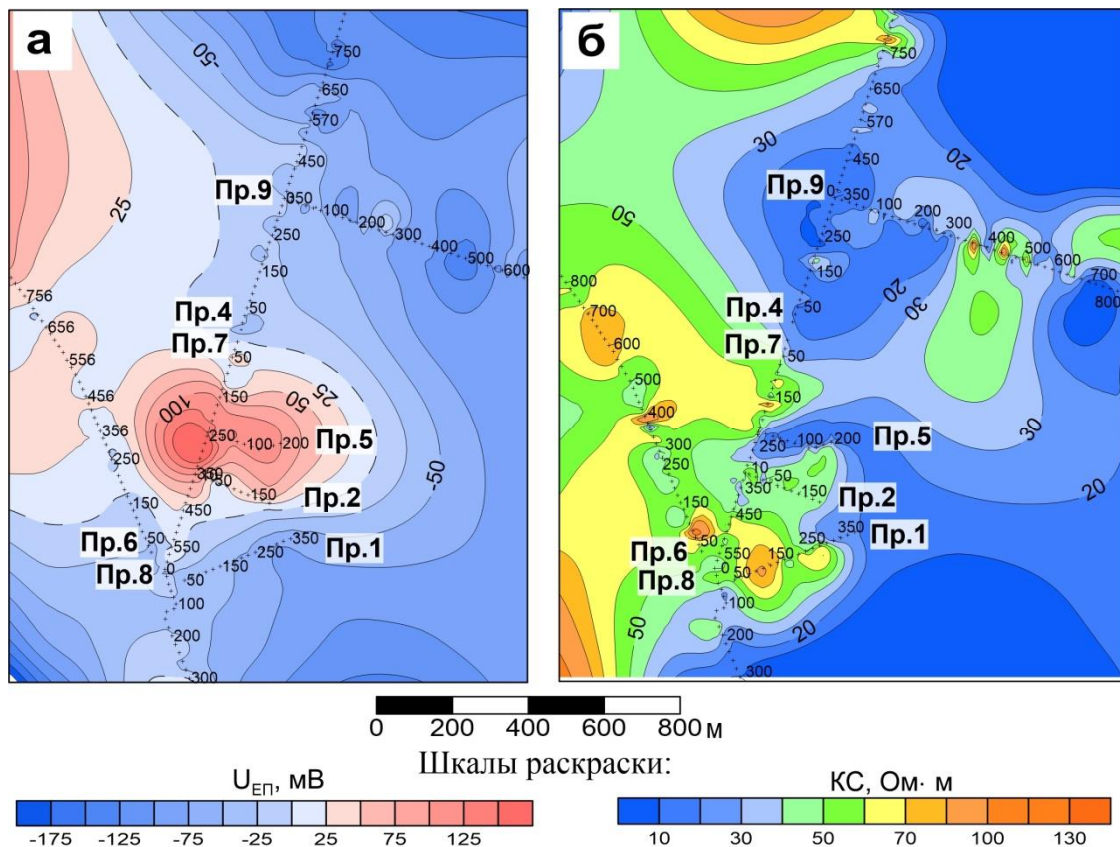


Рис. 1. План изолиний потенциала естественного электрического поля (а); план изоом кажущегося сопротивления (б)

На профиле № 4 (рис. 2), на фоне общего понижения потенциала естественного поля от -10 до -108 мВ в сторону увеличения номеров пикетов, выделяется целый ряд локальных аномалий отрицательного знака, осложняющих график потенциала ЕП. Между ПК 0÷500 локальные аномалии имеют ширину 20÷40 м, некоторые достигают 80÷100 м (ПК 250÷330, 350÷450). Амплитуда их варьирует от 25 мВ до 45 мВ. Локальные аномалии между ПК 500÷860 имеют ширину от 40 до 70 м и более высокую амплитуду: от 60 (ПК 500 ÷540) до 160 мВ (ПК 700÷770). Между естественным полем и рельефом существует обратная корреляционная связь. Наблюдается незначительный рост амплитуды графика значений КС от первых единиц до 30÷40 Ом·м. График осложнен рядом локальных отклонений, которые, при детальном рассмотрении, имеют обратную корреляцию с локальными изменениями графика потенциала естественного поля.

Для значений потенциала естественного поля по профилю были построены аналитические модели, базирующиеся на выявлении сингулярностей анализируемого поля с использованием быстрого вейвлет-преобразования и последующей истокообразной аппроксимации выделенных компонент [1-4]. Полученное эквивалентное распределение источников поля не противоречит нашим представлениям о разрезе, т.е. рост амплитуды естественного поля между ПК 500÷870 вызван и повышением рельефа, и разноглубинными (от близповерхностных до 5÷10 м) источниками. Взаимосвязь вейвлет-спектра с наблюдаемыми значениями поля на основе преобразования с вейвлетом известной формы позволяет рассматривать спектр вейвлет-коэффициентов, как некоторое эквивалентное распределение источников поля ниже поверхности наблюдений. Ось масштабов при этом перекодируется в ось эффективных значений глубины $H_{эфф}$, а сам спектр представляется в виде псевдоразреза с локализацией аномалий по простиранию – вдоль оси абсцисс OX , и по вертикали – вдоль оси эффективных глубин $OH_{эфф}$. Такая форма представления является удобной при интерпретации спектра, однако ни в коем случае не должна вводить в заблуждение о том, что эффективная глубина $H_{эфф}$ полностью соответствуют истинной

глубине $H_{ист}$ залегания реальных возмущающих тел. Здесь эффективная глубина имеет смысл меры, позволяющей производить ранжирование аномалий вейвлет-спектра, и на основе оценки эффективных параметров сингулярных источников дает возможность сформировать представление об аномалиеобразующих объектах.

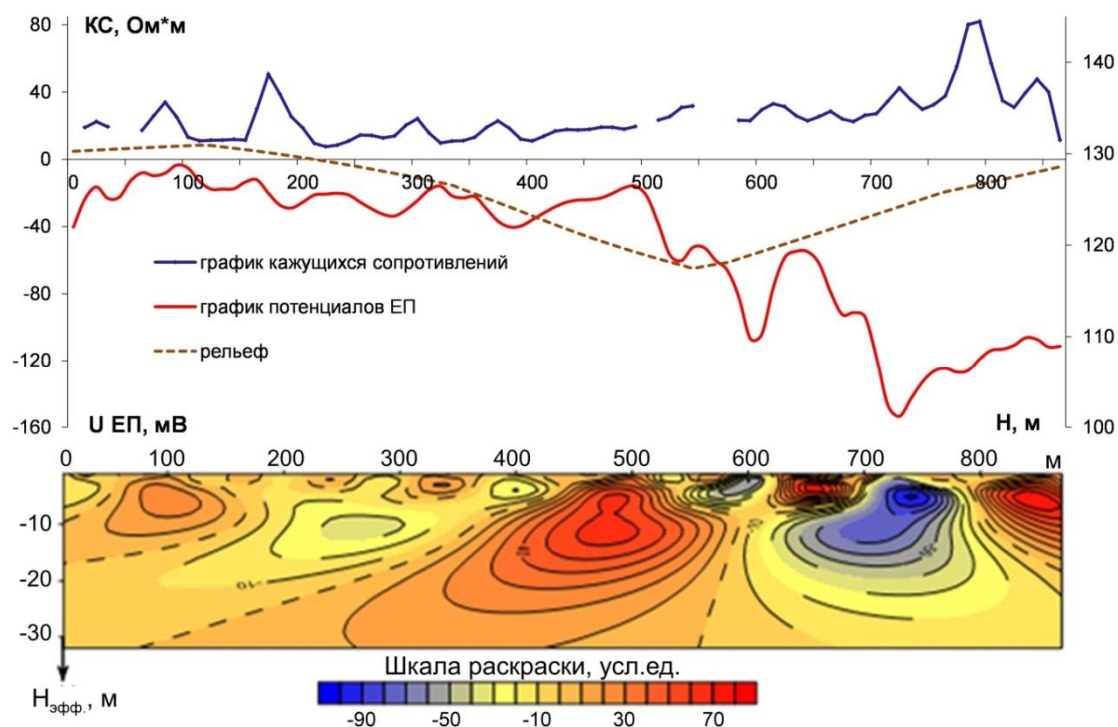


Рис. 2. Графики значений потенциала естественного поля (U ЕП) и кажущегося сопротивления (КС); эквивалентное распределение источников поля. Профиль № 4

Шкала эффективных глубин построена на основе соотношения между масштабом вейвлета DOG2 (Difference of Gaussians), представляющего собой вторую производную функции плотности распределения Гаусса и глубиной залегания точечной массы.

На профиле № 7 (рис. 3) между ПК 20÷60 выделяется небольшая локальная аномалия ЕП положительного знака, амплитуда которой составляет 40 мВ. Протяженная аномалия положительного знака между ПК 100÷460, осложнена двумя локальными аномалиями. Максимальные значения амплитуды отмечаются между ПК 250÷260 (+190 мВ) и ПК 220÷230 (+124 мВ). Наблюдается обратная корреляционная связь изменения естественного поля с рельефом. Осложняющие протяженную аномалию между ПК 100÷460 локальные аномалии могли быть вызваны вертикальными перетоками по ослабленным зонам. Остальные локальные аномалии, возможно, вызваны приповерхностными фильтрационными процессами и процессами на небольших глубинах. Эквивалентное распределение источников поля ниже поверхности наблюдений не противоречит нашим представлениям о разрезе. Источник, вызвавший аномалию, выявленную между ПК 100÷460, находится на глубине около 60 м, что соответствует результату ее количественной оценки. Мелкие локальные аномалии группируются в верхней части разреза. Амплитуда изменения кажущегося сопротивления вдоль профиля составляет 30÷70 Ом·м. График КС осложнен рядом мелких локальных аномалий, вызванных геологическими неоднородностями, характерными для малых глубин. Границы протяженной аномалии естественного поля, между ПК 100÷460, не отражаются на графике изменения КС. Очевидно, что аномалия ЕП связана с более глубокими геологическими факторами.

Для повышения достоверности интерпретации признаковое пространство из двух электрометрических признаков (U ЕП и КС) было расширено за счет их статистических характеристик.

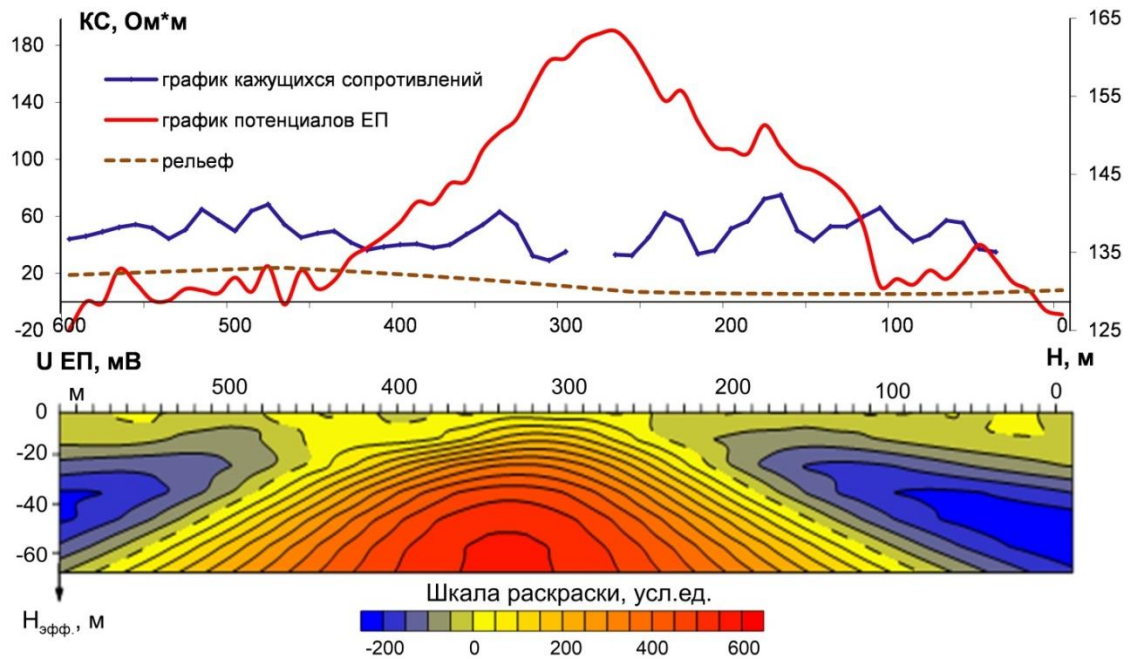


Рис. 3. Графики значений потенциала естественного поля (U ЕП) и кажущегося сопротивления (КС); эквивалентное распределение источников поля. Профиль № 7

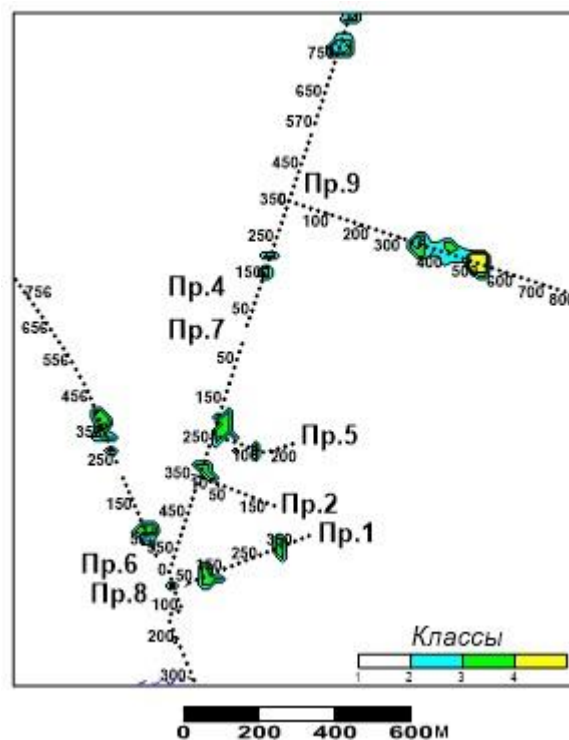


Рис. 4. Выделение классов в ПК «КОСКАД»

Использование процедур безэталонной классификации объединенных признаков пространств, включающих статистические характеристики исследуемых признаков, позволяет разбить анализируемые совокупности на однородные по формальным математическим критериям классы, пространственно отвечающие различным условиям гидрогеологической обстановки или участкам возможных инженерно-геологических осложнений [5-7]. Расчеты статистических характеристик и классификационные процедуры выполнялись спектрально-корреляционным программным комплексом «КОСКАД» [8]. В результате на профиле № 4 содержательные контуры классов получены между ПК 130-250 и

730-870 (рис. 4). По графикам наблюдений и результатам эквивалентного распределения источников поля основное внимание сосредоточилось на интервале между ПК 500÷870 (рис. 2). Детальный анализ графиков, после использования классификационных процедур, показал, что классы между ПК 130-250 пространственно совпадают с узлолокализованными интервалами пониженных значений потенциала ЕП и КС, вероятно, отвечающими вертикальным перетокам грунтовых вод по ослабленным зонам дезинтегрированных пород. Контуры классов на профиле № 7 (ПК 150-350) пространственно совпадают с интервалами пониженных значений КС и повышенных значений потенциала ЕП, которые вероятнее всего, характеризуют близповерхностные зоны разгрузки. Эквивалентное распределение указало лишь на источник поля, глубина которого составляет около 60 м, что соответствует результату количественной оценки аномалии между ПК 100-460. Мелкие локальные аномалии, отвечающие источникам, группирующимся в верхней части разреза, не нашли подтверждения в распределении.

Таким образом, комплексное использование различных методов интерпретации существенно повышает информативность и достоверность процесса геологической интерпретации.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ в рамках соглашения по государственному заданию № 075-03-2021-374 от «29» декабря 2020 г. (рег. номер 122012000398-0).

Список литературы

1. Долгаль А.С., Пугин А.В. Построение аналитических аппроксимаций геопотенциальных полей с учетом их фрактальной структуры. // Доклады Российской академии наук. 2006. Т. 410. С. 1152-1155.
2. Долгаль А.С., Симанов А.А. Применение кратномасштабного вейвлет-анализа при аналитических аппроксимациях геопотенциальных полей / Докл. Акад. наук. 2008. Т. 418, № 2. С. 256-261.
3. Балк П.И., Долгаль А.С., Пугин А.В., Мичурин А.В., Симанов А.А., Шархимуллин А.Ф. Эффективные алгоритмы истокообразной аппроксимации геопотенциальных полей // Физика Земли. 2016. № 6. С. 112–128.
4. Долгаль А. С., Костицын В. И., Новикова П. Н., Пугин А. В. Алгоритмы аппроксимации геопотенциальных полей истокообразными функциями // Геофизика. 2016. № 5. С. 4-10.
5. Петров А.В., Юдин Д.Б., Хоу Сюели. Обработка и интерпретация геофизических данных методами вероятностно-статистического подхода с использованием компьютерной технологии «КОСКАД 3D» // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. Вып. 16. № 2. С. 126-132.
6. Христенко Л.А., Степанов Ю.И. Электрометрические наблюдения при оценке влияния выработанного пространства недр на основание железнодорожной насыпи // Естественные и технические науки. 2014. № 7. С. 58–62.
7. Христенко Л.А., Степанов Ю.И., Кичигин А.В., Паршаков Е.И., Тайницкий А.А. Содержательный анализ результатов классификаций данных электроразведки в пределах Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей. В сб.: Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Сб-к науч. тр-в по материалам 46-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. 2019. С. 361-364.
8. Трусов А.А. Петров А.В. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа трехмерной геоинформации – КОСКАД 3D // Геофизика. 2000. №4. С. 29-33.

УДК 550.832

**Применение комплекса сейсмoeлектрического каротажа на нефтяных месторождениях
Оренбургской области**

С.Н. Чердынцев

89501818580@mail.ru

ООО «Оренбурггеопроект», Оренбург, Россия.

The report suggests the use of a complex of seismic-electric logging in the oil fields of the Orenburg region, based on the study and analysis of the seismic-electric effect that occurs in fluid-saturated sedimentary rocks when an acoustic field is applied. The reasons for the creation and application of a complex of seismoelectric logging for solving specific geological, technical and research tasks in the development and operation of hydrocarbon deposits are described. The method of seismoelectric logging is based on the method of intrinsic polarization potentials with simultaneous acoustic impact on the near-well space. The use of the method of intrinsic polarization potentials for isolating reservoirs in the carbonate section and assessing the nature of their saturation is limited due to the weak differentiation and small amplitude of logging diagrams. Due to the imposition of an acoustic field on the study area when recording logging diagrams, the informativeness of the method of self-polarization potentials is significantly increased. A brief description of the complex of seismoelectric logging, the principle of operation, the composition of the equipment, the measurement method and the results of application in the oil fields of the Orenburg region is given. By using a complex of seismoelectric logging, a solution to the problem of detailed isolation of productive layers in a carbonate section is proposed. The accuracy and detail of geophysical research - geological interpretation - increases.

Введение

Повышение точности и детальности геофизических исследований скважин является актуальной задачей при разработке и эксплуатации месторождений углеводородов.

Глубинные процессы, происходящие в скважинах и в околоскважинных зонах при геофизических исследованиях во время их бурения и эксплуатации, представляют собой сложные физико-химические явления, зависящие от свойств неоднородной многофазной геологической среды, а также от характера и параметров взаимодействия изучаемых полей.

В настоящее время практический и научный интерес вызывает взаимодействие сейсмического и электрического полей, который связан с перспективой создания новых геофизических методов, аппаратуры и геологических интерпретационных программных алгоритмов изучения процессов, происходящих в скважинах.

Сейсмическое и электрическое поля - одни из самых изученных типов физических полей, которые существуют в геофизической среде, широко используются на практике (в разведке) и которые можно эффективно создавать и измерять. Поэтому изучение их взаимных преобразований перспективно как с теоретической, так и с практической точки зрения [1].

В настоящем докладе предлагается применение комплекса сейсмoeлектрического каротажа на нефтяных месторождениях Оренбургской области для решения задачи детального выделения продуктивных пластов в карбонатном разрезе.

Сейсмoeлектрический каротаж основан на изучении взаимного влияния сейсмического и электрического полей – сейсмoeлектрического эффекта горных пород, возникающего под воздействием упругих волн во флюидонасыщенных осадочных горных породах.

Предпосылкой создания и применения комплекса сейсмoeлектрического каротажа явились факты наблюдения в осадочных горных породах сейсмoeлектрических явлений при воздействии на них упругим полем.

Сейсмoeлектрический эффект второго рода Е был открыт в 1939 году А. Г. Ивановым при полевых геофизических исследованиях. Он обнаружил возникновение электризации при прохождении упругих волн через влажную горную породу, т. е. возникновение разности электрических потенциалов между двумя соседними точками данной горной породы при воздействии на нее упругим полем [2].

По сути сейсмoeлектрический каротаж представляет из себя электрический метод геофизических исследований скважин - метод потенциалов собственной поляризации (ПС) при одновременном акустическом воздействии на околоскважинную зону.

Цель исследования

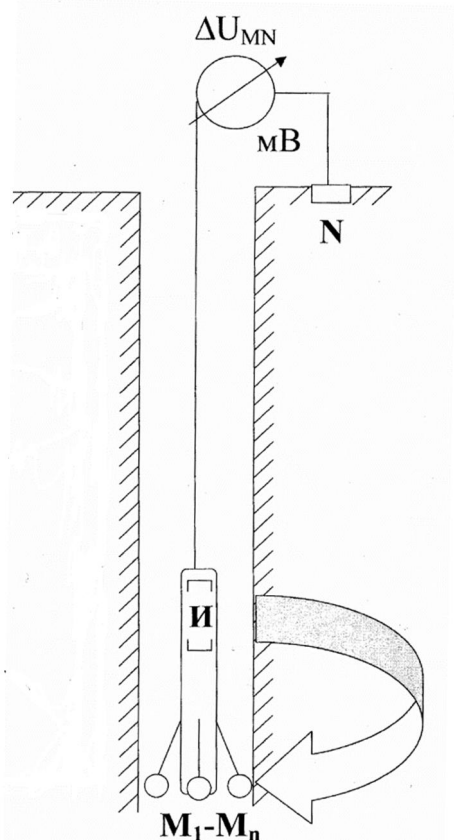


Рис. 1. Принципиальная схема комплекса сейсмoeлектрического каротажа
N - электрод, заземленный на поверхности.
M₁-M_n - группа измерительных электродов, расположенных на прижимных устройствах.
И – магнестрикционный излучатель.

Целью исследования явилось изучение и анализ диаграмм сейсмoeлектрического каротажа, полученных при скважинных измерениях на нефтяных месторождениях Оренбургской области для решения задачи детального выделения продуктивных пластов в карбонатном разрезе. Применение метода потенциалов собственной поляризации для выделения в карбонатном разрезе пластов-коллекторов и оценки характера их насыщенности ограничено в связи со слабой дифференцированностью и малой амплитудой каротажных диаграмм

Аппаратура и методика исследования

В процессе исследования был создан комплекс сейсмoeлектрического каротажа, включающий в себя скважинный прибор [3] и наземный цифровой регистратор. Комплекс предназначен для исследования нефтяных скважин диаметром от 110 до 400 мм, заполненных жидкостью, с температурой до 150 °С и гидростатическим давлением до 100 МПа со скоростью каротажа до 2500 м/ч.

Аппаратура рассчитана на работу с каротажными станциями, оборудованными пультом измерительным акустического каротажа для создания акустического воздействия на околоскважинное пространство, грузонесущим геофизическим кабелем [4], каротажными станциями, оборудованными пультом измерительным электрического каротажа для визуализации и регистрации разности электрических потенциалов горных пород.

Аппаратура предназначена для измерения величины разности электрических потенциалов горных пород в нефтяных скважинах при вибровоздействии в высокочастотных режимах ВЧ1 6 кГц, ВЧ2 12 кГц и ВЧ3 24 кГц.

Принципиальная схема комплекса сейсмoeлектрического каротажа представлена на рис. 1.

Глубинный прибор (рис. 2) выполнен на базе отечественного скважинного прибора акустического каротажа. Прибор включает в себя блок излучателя 2, состоящий из трех магнитострикционных сердечников, на которых намотаны катушки. Излучатель имеет три диапазона частот: Частота излучателя в режиме ВЧЗ – 24 кГц, в режимах: ВЧ1 – 6 кГц, ВЧ2 – 12 кГц. Излучатель резонансный, при возбуждении его мощным электрическим импульсом, он излучает колебания определенной частоты, которая зависит от размеров сердечника и количества витков катушки. В режиме ВЧ1 работают три катушки (6 кГц), в режиме ВЧ2 – две, соединенных последовательно (12 кГц), в режиме ВЧЗ работает одна катушка (24 кГц). Смена режимов излучателя производится с помощью наземного цифрового регистратора. В глубинном приборе в качестве чувствительного элемента предложен мегаэлектродный блок 4 с выносными прижимными датчиками в количестве 24 штук, расположенными радиально оси прибора. Такая конструкция дает возможность измерения разности электрических потенциалов горных пород непосредственно на границе раздела горная порода-буровой раствор, что также повышает интерпретационную информативность проведенных геофизических измерений.

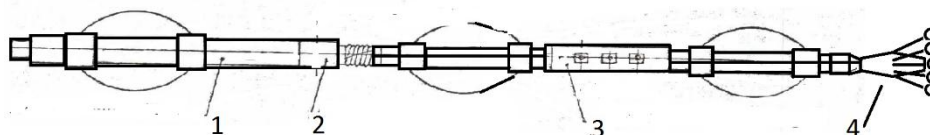


Рис. 2. Принципиальная схема глубинного прибора сейсмoeлектрического каротажа. 1 – электронный блок, 2 – блок излучателя, 3 – блок звукоприемников, 4 – мегаэлектродный блок

Все токоведущие части скважинного модуля надежно экранированы во избежание помех. Запись диаграмм разности электрических потенциалов горных пород при одновременном акустическом воздействии осуществляется при помощи третьей, незадействованной в приборе свободной жилы относительно оплетки геофизического кабеля.

Для визуализации данных использовано программное обеспечение комплекса «Карат», которое дает возможность задания диапазона частот излучателя скважинного прибора и регистрацию диаграмм в режиме реального времени. Комплекс «Карат» позволяет также осуществлять диагностику и настройку скважинного прибора. Блок звукоприемников 3 применяется при проведении данным прибором акустических измерений. Электронный блок 1 служит для коммутации сигнала и связи с ЭВМ.

В процессе создания комплекса сейсмoeлектрического каротажа был получен патент на полезную модель «Устройство для измерения естественных электрических потенциалов горных пород при акустическом воздействии на зону исследования» [3] и проведены геофизические исследования в скважинах ряда нефтяных месторождений Оренбургской области.

Объектом геофизических исследований послужили продуктивные пласты-коллекторы нефтяных скважин - известняки (карбонатный разрез).

Выделение продуктивных коллекторов в карбонатном разрезе является основной задачей, стоящей перед методом сейсмoeлектрического каротажа.

Пласты в карбонатном разрезе делятся на две группы: пласты высокого сопротивления (свыше 100 Ом*м) и пласты низкого сопротивления (1-100 Ом*м) [5].

Первая группа - низкопористые нефте- или газонасыщенные карбонатные породы, вторая группа - водонасыщенные и глинистые карбонатные пласты.

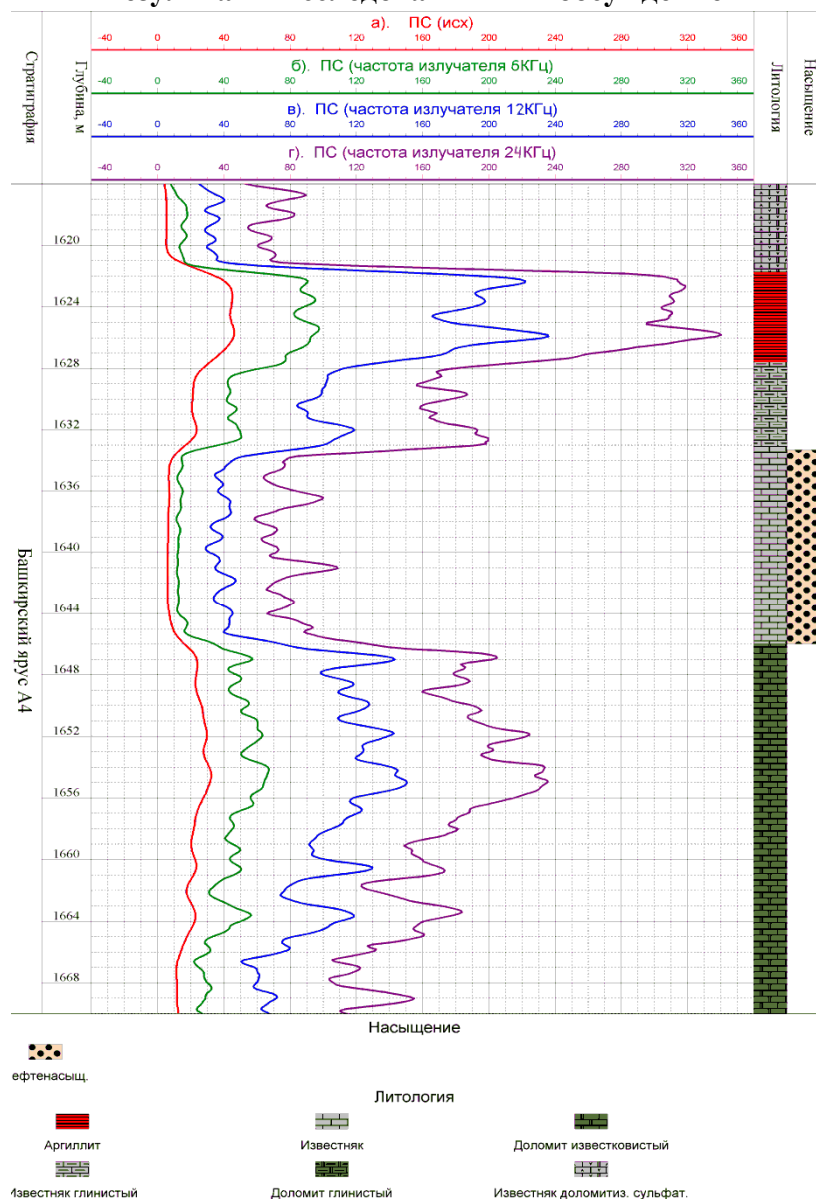
В карбонатном разрезе продуктивные пласты не имеют тех характерных признаков, которые можно увидеть на диаграммах ПС для терригенного разреза.

В связи с этим использование данных метода потенциалов собственной поляризации для выделения в карбонатном разрезе пластов-коллекторов и оценки характера их насыщенности представляет достаточно сложную задачу и вызывает ряд трудностей из-за слабой дифференцированности и малой амплитуды каротажных диаграмм.

Эта задача решается путем применения комплекса сейсмoeлектрического каротажа.

Целью внедрения способа сейсмoeлектрического каротажа является повышение информативности метода потенциалов собственной поляризации за счет наложения акустического поля на околоскважинную зону исследования при записи каротажных диаграмм [6].

Результаты исследования и их обсуждение



Целью каротажных исследований являлось выявление зависимости величины разности электрических потенциалов горных пород и ее морфологии от частоты упругих колебаний. Каротажные исследования в открытом стволе проводились при бурении нефтяной скважины на месторождении Оренбургской области в соответствии с ГОСТ 32358-2013 [7].

Минерализация бурового раствора при записи составила порядка 0,5 %. Минерализация пластовой воды составила порядка 1,7%. Если минерализация бурового раствора меньше минерализации пластовых вод, то имеет место «прямое поле ПС». Максимумы выделяют непроницаемые горные породы (глины, аргиллиты), а минимумами, соответственно, проницаемые горные породы (пористые известняки, песчаники).

На рис. 3 показаны диаграммы ПС, записанные предлагаемым комплексом сейсмoeлектрического каротажа

Рис. 3. Каротажные диаграммы ПС, фоновый замер (а), диаграммы сейсмoeлектрического каротажа при частоте излучателя: 6 кГц (б), 12 кГц

при различных значениях частоты акустического воздействия:

- а). Запись кривой ПС (фоновая запись).
- б). Запись кривой ПС при акустическом воздействии с частотой излучателя 6 кГц.
- в). Запись кривой ПС при акустическом воздействии с частотой излучателя 12 кГц.

г). Запись кривой ПС при акустическом воздействии с частотой излучателя 24 кГц.

Из рисунка 3 б видно, что применение акустического воздействия с частотой излучателя 6 кГц дает приращение диаграммы ПС относительно фонового замера ПС - изменение ее дифференцированности. В данном случае на диаграмме, полученной при акустическом воздействии частотой 6 кГц более детально отбиваются границы пластов, просматриваются дополнительные приращения на диаграмме относительно фонового замера ПС.

Из рисунка 3 в следует, что применение акустического воздействия с частотой излучателя 12 кГц дает большее приращение диаграммы ПС, а также наблюдается изменение ее морфологии относительно фонового замера ПС и относительно замера при частоте излучения 6 кГц. В этом случае на диаграмме, полученной при акустическом воздействии частотой 12 кГц более детально отбиваются границы пластов, просматриваются дополнительные приращения относительно фонового замера ПС и относительно записи при частоте излучателя 6 кГц. Рисунок 4 г ярко отображает, что применение акустического воздействия с частотой излучателя 24 кГц дает еще большее приращение диаграммы ПС, а также наблюдается изменение ее морфологии относительно фонового замера ПС и относительно замеров при частотах излучения 6 кГц, 12 кГц. В этом случае на диаграмме, полученной при акустическом воздействии с частотой 24 кГц более детально отбиваются границы пластов, просматриваются также дополнительные приращения на диаграмме относительно фонового замера ПС и относительно записи при частоте излучателя 6 кГц и 12 кГц.

Из рис. 3 б, в, г видно, что применение акустического воздействия при каротажных измерениях методом ПС повышает информативность данного метода, а именно: чем больше частота акустического воздействия на зону исследования, тем больше значение величины аномалии диаграммы ПС. Также из проведенных скважинных измерений следует, что чем больше величина частоты приложенного акустического воздействия, тем в большей степени наблюдается изменение морфологии полученной диаграммы ПС и как следствие приращение величины аномалии ПС. Наблюдаются дополнительные приращения, возникающие вследствие акустического воздействия на зону исследования.

Рис. 3 показывает, что применение акустического воздействия на зону исследования позволяет более детально судить о геологическом строении и о параметрах физико-емкостных свойств (ФЕС) исследуемых горных пород.

Из вышесказанного следует, что применение метода сейсмоэлектрического каротажа на нефтяных месторождениях Оренбургской области целесообразно для решения определенных важных задач геофизической интерпретации.

Выводы.

Применение комплекса сейсмоэлектрического каротажа на нефтяных месторождениях Оренбургской области, основанного на изучении и анализе взаимного влияния сейсмического и электрического полей – сейсмоэлектрического эффекта, позволяет с более высокой точностью и достоверностью осуществлять выделение продуктивных коллекторов и судить о характере их насыщения в карбонатном разрезе в отличие от метода потенциалов собственной поляризации, что достигается за счет наложения акустического поля различной частоты на околоскважинную зону при измерениях.

Внедрение комплекса позволит продолжить исследования сейсмоэлектрического эффекта в нефтяных скважинах; исследования связи сейсмоэлектрического эффекта с литологией пород и наличием углеводородов в исследуемых пластах; исследования по разработке оптимальных методик сейсмоэлектрических наблюдений, а также позволит решить многочисленные задачи промысловой геологии и геофизики, такие как детальное

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

литолого-стратиграфическое расчленение исследуемого геологического разреза, определение коллекторских свойств и характера флюидонасыщенности пластов.

Список литературы

1. Казначеев П.А., Камшилин А.Н. Нелинейные механоэлектрические преобразования в пористых средах: теоретические предпосылки // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2019. – № 7. – С. 83–103. DOI: 10.25018/0236-1493-2019-07-0-83-103.
2. Иванов А.Г. Сейсмoeлектрический эффект 2 рода // Известия АН СССР. Серия географическая и геофизическая. - 1940. - № 5. - С. 699-727.
3. Чердынцев С. Н., Масленников В. И. Устройство для измерения естественных электрических потенциалов горных пород при акустическом воздействии на зону исследования. Патент РФ № 81526. Патентообладатель Чердынцев С. Н. 2007. Бюл. № 8.
4. ГОСТ 331944-2012. Кабели грузонесущие геофизические бронированные. Общие технические условия. М.: Стандартинформ, 2014. 19 с.
5. Сковородников И. Г. Геофизические исследования скважин. 4-е изд., перераб. и доп.: Уральский государственный горный университет. - Екатеринбург, 2014. 456 с.
6. Чердынцев С. Н. Повышение информативности метода потенциалов самопроизвольной поляризации (ПС) посредством применения акустического воздействия на зону исследования. НТВ «Каротажник», Тверь, № 8. 2007. с. 61-65.
7. ГОСТ 32358-2013. Скважины нефтяные и газовые. Геофизические исследования и работы в скважинах. Общие требования. М.: Стандартинформ, 2019. 19 с.

550.831.23

Экспонаты музея рудной геофизики (грави- и магниторазведочная аппаратура)

С.Ю. Шаткевич¹, Н.П. Сенчина², Е.А. Порохина², В.И. Сигида², В.Д. Ширяев²

n_senchina@inbox.ru

1 – АО «ВНИГРИ-Геологоразведка» (АО «РОСГЕОЛОГИЯ»), Санкт-Петербург, Россия;

2 - Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

The report gives an overview of the geophysical equipment presented in the museum of ore geophysics of JSC "VNIGRI-Geologorazvedka". The history of the largest plant of geophysical equipment is briefly discussed. The abstracts talk about the devices M-15, GAK-PT, the report is supposed to give a larger overview of geophysical retro-equipment. The authors would like to provide the database of the museum for those interested.

Геофизические методы исследования земной коры с целью познания ее глубинного геологического строения и поисков различных месторождений рудных полезных ископаемых ("рудная геофизика") возникли в начале 1900-х годов и развивались на протяжении всего XX столетия. Начало проведения планомерных геофизических исследований относится к 1919 году, когда была организована Особая комиссия для проведения детальных магнитных, гравиметрических и геологических исследований Курской магнитной аномалии. Положительные результаты геофизических работ, проведенных на КМА, оказали благоприятное влияние на дальнейшее развитие рудной геофизики в СССР. В результате в 1931 году был основан завод "Геологоразведка", где сформировались и плодотворно работали научные коллективы и школы геофизиков, которым принадлежит приоритет создания и развития практически всех современных методов рудной геофизики. За период работы завода были сконструированы десятки видов аппаратуры во множестве экземпляров, что покрывало нужды геологоразведочной отрасли практически всего государства. В организации начала формироваться коллекция оборудования, представляющего историческую ценность и инженерно-технический интерес.



Рис. 1. Общий вид одного из залов музея (грави- и магниторазведочное оборудование)

В 1990 г. работа по созданию музея близилась к завершению, однако становление музея в то время не состоялось, он открылся в 2000 году. Экспозиция музея размещается компактно на площади около 120 м² и включает ряд разделов, соответствующих основным геофизическим методам. Основу экспозиционного фонда музея составляет коллекция

геофизической аппаратуры разных лет выпуска по аэрогеофизике, магниторазведке, сейсморазведке, электроразведке, радиометрии и ядерной геофизике, насчитывающая более 100 приборов и геофизических станций. Кроме того, собран обширный фонд печатных материалов о геофизической аппаратуре. Музей не приобрел большую известность, однако представленный в нем материал, на взгляд авторов, может быть интересен для преподавателей геофизики, обучающихся, разработчиков современного оборудования. Ниже рассмотрены один из ретро-магнитометров, и один из гравиметров, в докладе планируется представить и распространить информацию о большем перечне оборудования.

Более 40 лет основным инструментом для проведения наземной магниторазведки служили оптико-механические магнитометры, разных модификаций, предназначенные для измерения приращении (относительных измерений) вертикальной (ΔZ), реже горизонтальной (ΔH) составляющих магнитного поля Земли. В экспозиции музея представлены практически все модификации отечественных оптико-механических магнитометров от М-2 до М-27М и некоторые зарубежные их аналоги, а также феррозондовый магнитометр М-17. Ниже приведено описание работы одного из приборов магнитометра М-15.

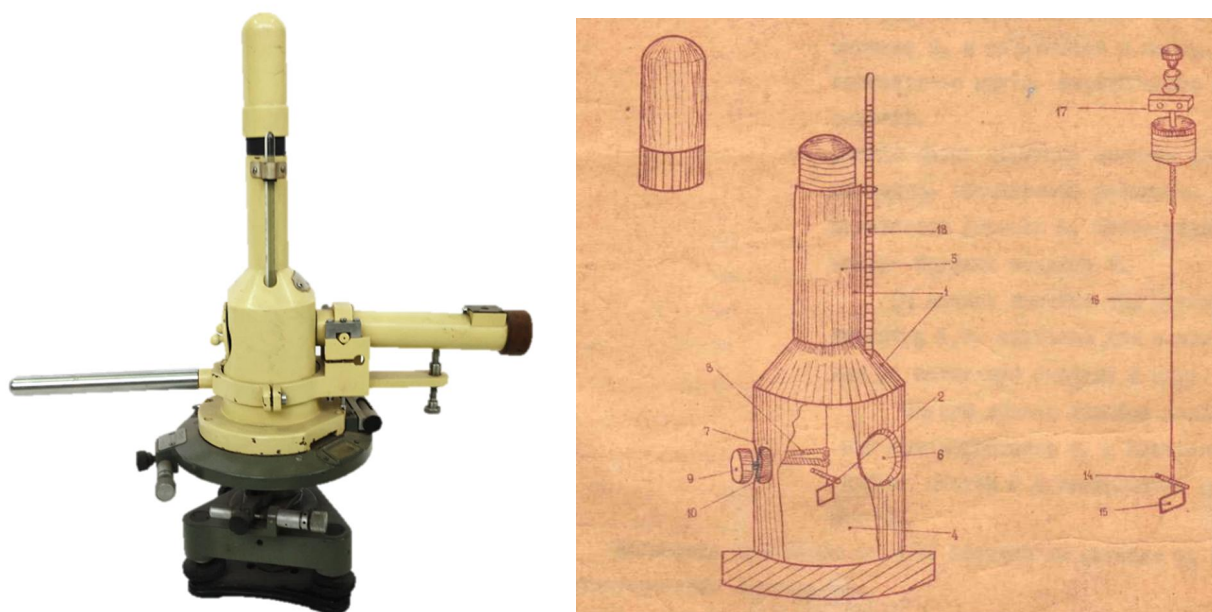


Рис. 2. Магнитометр оптико-механический М-15, общий вид и схема устройства

Кварцевый оптико-механический Н-магнитометр М-15 применялся при наземных магнитных съемках для измерения горизонтальной составляющей напряженности магнитного поля Н и определения склонения D. Прибор состоит из цельнометаллического корпуса 1, в который помещена подвесная магнитная система 2, и установлен в центре горизонтального круга, скрепленного с ним винтами. Нижняя часть корпуса, имеющая форму цилиндра, значительно расширена и называется домиком 4, более узкая часть - трубкой подвеса 5. На домике имеется два круговых окошечка 6, 7. Подвесная магнитная система состоит из магнита 14 и двухстороннего зеркала 15. Кварцевая нить 16, на которой подвешена магнитная система, верхним концом скреплена с головкой кручения 17. К наружной стороне корпуса прикреплен термометр 18, нижняя наполненная ртутью часть его, через имеющееся в корпусе отверстие, вставлена внутрь домика. Если подвес достаточно раскручен, магнитная ось чувствительной системы ориентируется вдоль магнитного меридиана. Тогда при совмещении (плавным поворотом корпуса) отраженного и действительного изображения рисок шкалы оптическая ось ориентируется по магнитному меридиану. При измерении горизонтальной составляющей закручивание нити производится на целое число оборотов. Угол отклонения чувствительной системы от магнитного меридиана пересчитывается в величину горизонтальной составляющей поля.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Изготовитель прибора - завод "Геологоразведка". Средняя квадратичная погрешность измерений - ± 2 нТл, время наблюдения на точке 3-5 мин. Прибор изготовлялся в 1956-1968 гг, выпущено было 350 экземпляров.

Гравиметрическое оборудование представлено в музее в количестве более 20 экземпляров, среди которых вариометры, гравиметры ГНУ, ГАК, СН, Дельта. Рассмотрим гравиметр ГАК-ПТ (гравиметр астазированный кварцевый, повышенной точности) В основу конструкции гравиметра ГАК-ПТ положена схема вертикального сейсмографа Голицына. Главной частью прибора является упругая кварцевая система, состоящая из астазированного чувствительного элемента 1—4, измерительного и диапазонного устройств 3, 6—9 и температурно-компенсационного устройства 18—24.

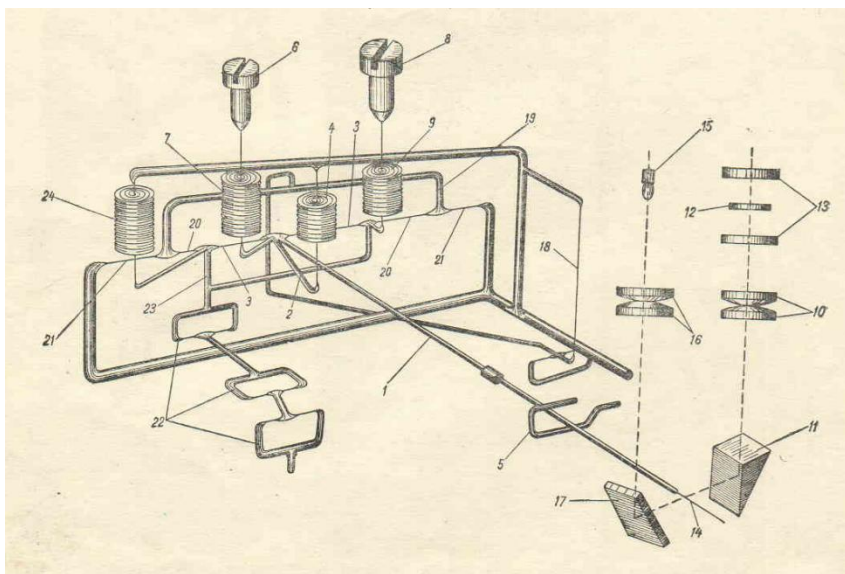


Рис. 3. Общий вид гравиметра ГАК-ПТ и схема чувствительной системы гравиметра ГАК-ПТ

Изменение силы тяжести вызывает изменение положения маятника 1 и жестко связанного с ним рычага 2, в результате чего происходит закручивание нитей 3 и деформация главной пружины 4. Момент вращения, созданный весом маятника, компенсируется моментом кручения нитей и моментом, созданным растяжением пружины. Система астазирована: изменение силы тяжести приводит к уменьшению противодействующего момента (момента упругой силы пружины). Это позволило получить высокую чувствительность упругой системы, так как небольшое изменение силы тяжести приводит к большому углу поворота маятника. Маятник не арретируется. Для ограничения движения его в вертикальной плоскости служит ограничитель 5.

Измерение производится нулевым методом; маятник приводится в исходное горизонтальное положение. Изменение силы тяжести от пункта к пункту компенсируется изменением угла закручивания нитей 3 и осуществляется поворотом микрометрического винта 6, связанного со счетчиком оборотов. При вращении винта изменяется натяжение измерительной пружины 7, которое и является мерой относительных изменений силы тяжести. Настройка системы в зависимости от величины силы тяжести в районе работ производится микрометрическим винтом 8, связанным с диапазонной пружиной 9. Диапазонная пружина обладает в 50—100 раз большей жесткостью, чем измерительная. Наблюдения за смещением маятника производятся при помощи оптической системы, состоящей из осветителя и микроскопа, содержащего объектив 10, призму 11, шкалу 12 и окуляр 13. Вертикальное угловое перемещение маятника видно в окуляр как горизонтальное перемещение отражения его индекса 14 вдоль шкалы. Осветитель состоит из лампы 15, конденсора 16 и наклонного зеркала 17. В приборе предусмотрена температурная компенсация. Изменение жесткости главной пружины компенсируется изменением длины медной нити 18, которое передается рамке 19 и создает момент кручения нитей 20 и 21,

примерно равный и противоположный по знаку компенсируемому моменту, вызванному изменением температуры.

Изготовитель прибора – завод "Геологоразведка". Точность измерений $\pm 0,15$ мГл. Изменение нуля-пункта - 2 мГл/6 ч, время наблюдения 3-5 мин. В 1959 – 1965 гг. было изготовлено 573 прибора ГАК-ПТ и 386 штук ГАК-ПТм.

Научно-технический уровень любого производства должен непрерывно развиваться, а в настоящее время в нашей стране он в ряде отраслей находится в застое. Актуальность рассмотрения опыта отечественной разработки геофизического оборудования повышена в текущее время, в период выраженной проблемы импортозамещения.

Для сохранения наследия в различных областях науки и техники создаются отраслевые музеи. Они призваны обеспечивать комплектование; хранение и экспонирование технических средств и документов по методикам и технологиям и способствовать исторической преемственности в развитии геофизики. Образцы технических средств, устаревая морально и переставая быть материальной ценностью, большей частью утрачиваются. Теряются также многие документы, не попавшие в архивы. Таким образом, в процессе естественной смены поколений многие свидетельства исторического развития науки и техники безвозвратно пропадают. О ряде приборов, представленных в музее, сейчас сложно найти информацию в сети интернет, служащей основным источником данных, особенно для молодого поколения. В то же время, в приборах использованы оригинальные технологические решения, а общие принципы измерений иногда не теряют актуальности. Электронный образ экспонатов музея, возможно, менее ярко воспринимается, чем возможность «вживую» ознакомиться с экспонатами, но доступен большему числу заинтересованных лиц. Это послужило причиной обобщения в электронном виде информации об экспонатах музея рудной геофизики АО «ВНИГРИ-Геологоразведка» (АО «РОСГЕОЛОГИЯ») [6] и подготовки доклада.

Список литературы

1. Микельсон Э.Э. Завод «Геологоразведка» и технический прогресс в рудной геофизике / Э.Э. Микельсон, А.Н. Симонова, Т.К. Грызунова // Геофизическая аппаратура. — 1981. — Вып. 73. — С. 3–29.
2. Микельсон Э.Э. К открытию музея истории рудной геофизики, без выходных данных.
3. Игнатьев, В. И. Аппаратурное обеспечение геологоразведочных работ - вклад ФГУНПП "геологоразведка" / В. И. Игнатьев, В. С. Цирель // Разведка и охрана недр. – 2017. – № 1. – С. 28-33.
4. Проспект к гравиметру ГАК-ПТ, Каталог геофизической аппаратуры. Научный редактор Н.И. Цизлинг, 1961 г., 3 с.
5. Инструкция к магнитометру М-15. без выходных данных.
6. <https://disk.yandex.ru/d/jQ15pddIuL0oKw>

УДК 550.8.015

Detailed Regional Magnetic Mapping on a Bike: A Case Study from Northern Israel

U. Schattner¹, A. Segev², V. Mikhailov^{3,4}, M. Rybakov², V. Lyakhovsky²

schattner@univ.haifa.ac.il, mikh@ifz.ru

1 - Dr. Moses Strauss Department of Marine Geosciences, Charney School of Marine Sciences, University of Haifa, Mount Carmel, 31905 Haifa, Israel

2 - Geological Survey of Israel, 95501 Jerusalem, Israel

3 - Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, 10 Bol'shaya Gruzinskaya, Moscow, Russian Federation

4 - Department of Physics, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation

This study presents new regional Total Magnetic Intensity and Reduced to Pole (TMI and RTP, respectively) magnetic anomaly maps of northern Israel and NW Jordan (10,620 km²) in a 1-km grid spacing. The maps quantitatively integrate new ground data, collected along 5000 km using the bike-mag design, with all available marine and aerial magnetic surveys previously conducted. The removal of anthropogenic influences during processing is evident from a comparison of the resulting maps with the distribution of infrastructure. The study discusses the correlation between previously mapped magmatic outcrops and the new RTP anomalies. This correlation suggests that the subsurface magmatic bodies are broader than their surficial outcrops. RTP anomalies found over areas free of surface basaltic outcrops indicate subsurface causative bodies. Some of these bodies were previously identified in wells. The complete spatial coverage of the RTP map allows linking these sporadic occurrences and placing them into the regional geological context. The detailed map breaks down the previous course anomalies and allows a better understanding of magmatic events spanning from the Jurassic to the present. This study demonstrates the robustness and efficiency of the bike-mag for ground data acquisition, and the integration procedures for producing maps from a variety of sources and parameters.

Previous Magnetic Studies. Several magnetic surveys were conducted across the study area in the past. The main aeromagnetic survey was conducted over Israel west of the Dead Sea Transform (DST) [1]. A consecutive survey covered the Golan region east of the DST [2]. Data collection was primarily conducted at 1000 m above sea level, at 1–2 km line spacing. These two surveys were digitized to form the Total Magnetic Intensity (TMI) anomaly map of Israel used until now [3,4]. This relatively low-resolution magnetic maps allowed the identification of general geological features and trends (e.g., [5-8]). The Jordanian aeromagnetic data were collected with similar elevation and spacing parameters in 1979–1980, with an additional line along the DST axis, at 300 m above grounds [9-11]. The only water body in the study area, Lake Kinneret, was surveyed during a high resolution digital marine campaign across the - 210 m lake surface (i.e., below sea level) in a dense 25 m grid [12-14]. Ground magnetic data were collected by walking (1994–2016) over parts of the study area using a GEM GSM-19 Overhauser Magnetometer [15-16]. The bike-mag measurements started in 2016, using the same magnetometer attached to a 26-inch aluminum frame mountain bike (bike-mag-26 [17-18]). The bike-mag-26 was used for collecting magnetic data around Lake Kinneret over topography that varies hundreds of meters above and below the average sea level [18, 19].

The Total Magnetic Intensity and Reduced to Pole (TMI and RTP, respectively) anomaly maps were constructed according to the procedure detailed in [18]. The raw ground data collected during the walk and bike surveys was cleaned by the removal of erroneous coordinates and zero magnetic values, de-spiking, and deletion of values exceeding the range of 40,000–50,000 nT. A TMI value was calculated for each measured location using the IGRF12 code (<http://www.ngdc.noaa.gov>), and then subtracted from the ground data to yield a TMI magnetic anomaly value. The results, still in a 1-s sampling rate (i.e., ~ 1.3 to 12.5 m apart), were down-sampled by binning to 300 x 300 m cells. The binning placed a single value at each bin center using inverse-distance weight averaging if the bin included at least ten measurements. This stage transformed the scattered data points into a regular grid and removed daily variations in the range of

15 nT since it averages over different time intervals. The marine and aerial magnetic datasets covering the study area were also binned into a 300 x 300 m cell size, before being quantitatively integrated with the binned ground data, following the procedure detailed in [18]. The binned data from all sources (ground, marine, and air) were used for calculating a grid of 1-km spaced discrete subsurface dipoles at 1 km depth. The orientation of the virtual dipoles follows the total magnetic field while their magnitude fits the calculated values of all integrated datasets. The study area includes 91 by 119 dipoles, extending over 90 km between the X coordinates of 188,000–278,000, and over 118 km between the Y coordinates 680,000–798,000 (Israeli Transverse Mercator (ITM) projection). Over this area, we calculate two maps, both in a 1-km horizontal grid: (1) A TMI magnetic anomaly map was upward continued at 1 km altitude (Fig. 1b) for comparison with the previous aeromagnetic regional map of the same datum [1-3]. (2) An RTP magnetic anomaly map was calculated at datum 0 above sea level to remove the asymmetry of the TMI anomalies.

The new 1-km grid RTP was used for geological interpretation since it places the magnetic anomalies directly above the causative volume in the subsurface. The data processing procedure filtered out short-wavelength anomalies caused by small and shallow causative sources (such as roads and infrastructure related to settlements). Since the anomalies are several kilometers wide, they represent shallow causative bodies of a similar scale, such as a volcanic cone or subsurface conduits or a broader, deeper volume.

TMI Anomaly Map. The aeromagnetic and the new TMI maps (Fig. 1a, b) show similar trends: both maps show positive anomalies in the east and west (marked as E and W in Fig. 1a, b). In-between, the eastern Galilee exhibits negative anomalies (N in Fig. 1a, b). The southern block, which includes the northern Samaria and the coastal plain, shows low negative anomalies in both maps, excluding a prominent positive anomaly in the northern part of the block (G in Fig. 1a, b). In the aeromagnetic map, the negative values extend across the DST block (excluding a few small positive anomalies) from Lake Kinneret northwards until the western Golan slopes. The very detailed anomalies of the Golan aeromagnetic data appear with a similar, yet coarser, distribution of negative and positive anomalies. This distribution resulted from the proximity between the flight measurement height (~1 km) and the surface topography that climbs from 250 m in the southern Golan to ~1000 m in its northern parts. The new TMI map provides significantly more details compared to the aeromagnetic map available in the past 55 years (Fig. 1). The additional details arise from the inclusion of the detailed ground data into the processes of the overall map calculation. Areas unreachable by flight were measured along a ~5 km wide data gap next to the Israeli borders with Jordan and Syria. In the Carmel block, the elliptic shape of the main anomaly in the aeromagnetic map (marked as C in Fig. 1) appears as an assemblage of smaller positive anomalies in the calculated map. In addition, the high values anomaly assemblage expanded over a larger area to the southeast, on the combined TMI map (Fig. 1b).

The present study serves three interrelated aims: (1) presenting the completed ground survey across entire northern Israel; (2) constructing a quantitative integration of the new ground data with aero and marine datasets into an 1-km grid TMI and RTP magnetic anomaly maps; and (3) interpreting the subsurface geology of the study area given the new magnetic data. The new 1-km grid RTP provides a continuous and detailed image of the subsurface with its tectonic, structural, and topographic complexities. This continuous coverage bridges spatial gaps that appeared in previous interpretations of magnetic bodies.

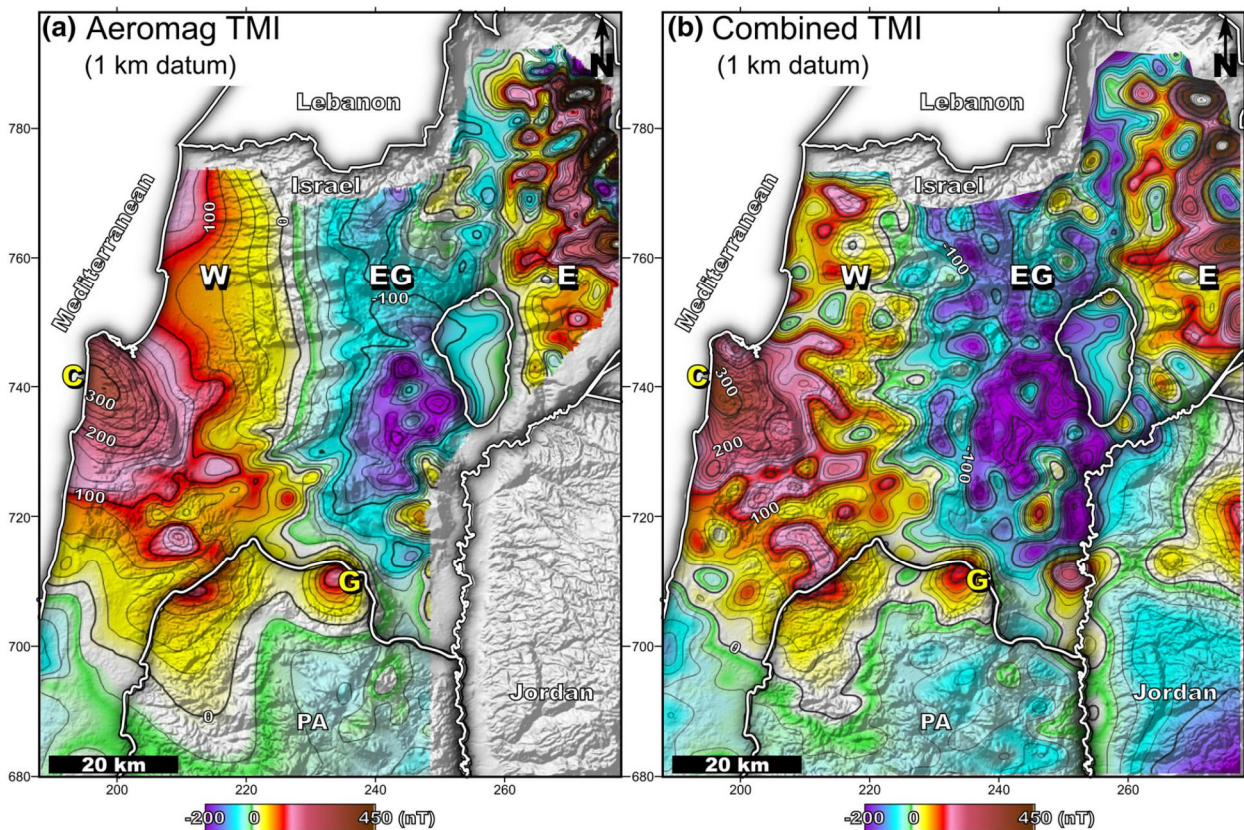


Figure 1. A RTP magnetic anomaly map at datum 0 m, overlaying the topographic relief. b The RTP map compared with the location of previously mapped magmatic outcrops and locations of sampled magnetic polarities (after Sneh et al., 1998; Dembo et al., 2015, 2021).

REFERENCES

1. Domzalski, W. (1967). Aeromagnetic survey of Israel: Interpretation (p. 62). Institute for Petroleum Research and Geophysics.
2. Folkman, Y. (1980). Magnetic and gravity investigations of the Dead Sea Rift and adjacent areas in northern Israel. *Journal of Geophysics*, 48, 34–39.
3. Rybakov, M., Goldshmidt, V., Folkman, Y., Rotstein, Y., Avraham, Z. B., & Hall, J. (1994). Magnetic map of Israel and adjacent areas (1: 500,000). Israel Institute of Petroleum Research and Geophysics.
4. Rybakov, M., Goldshmidt, V., & Rotstein, Y. (1997). New regional gravity and magnetic maps of the Levant. *Geophysical Research Letters*, 24, 33–36.
5. Rybakov, M., & Segev, A. (2004). Top of the crystalline basement in the Levant. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5, Q09001. <https://doi.org/10.1029/2004GC000690>
6. Segev, A., & Rybakov, M. (2011). History of faulting and magmatism in the Galilee (Israel) and across the Levant continental margin inferred from potential field data. *Journal of Geodynamics*, 51, 264–284.
7. Segev, A., Schattner, U., & Lyakhovsky, V. (2011). Middle-Late Eocene structure of the southern Levant continental margin— Tectonic motion versus global sea-level change. *Tectonophysics*, 499, 165–177.
8. Segev, A., Lyakhovsky, V., & Weinberger, R. (2014). Continental transform–rift interaction adjacent to a continental margin: The Levant case study. *Earth-Science Reviews*, 139, 83–103.
9. Al-Zoubi, A., & Ben-Avraham, Z. (2002). Structure of the earth's crust in Jordan from potential field data. *Tectonophysics*, 346, 45–59.
10. Hatcher, R. D., Zietz, I., Regan, R. D., & Abu-Ajamieh, M. (1981). Sinistral strike-slip motion on the Dead Sea Rift: Confirmation from new magnetic data. *Geology*, 9, 458–462.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

11. Phoenix, C. (1980). A comprehensive airborne magnetic/radiation survey of the Hashemite Kingdom of Jordan. Final report to Natural Resources Authority, Amman (p. 238). Natural Resources Authority Press.
12. Ben-Avraham, Z., Rosenthal, M., Tibor, G., Navon, H., Wust-Bloch, H., Hofstetter, R., & Rybakov, M. (2014). Structure and Tectonic Development of the Kinneret Basin, Lake Kinneret (pp. 19–38). Springer.
13. Rofe, M., Ben-Avraham, Z., Tibor, G., & Rybakov, M. (2012). High resolution magnetic survey in Lake Kinneret (Sea of Galilee). In L. Feldman & O. Dror (Eds.), Annual Meeting of the Israel Geological Society (p. 108). Ashkelon.
14. Sade, A., Tibor, G., Hall, J., Diamant, M., Sade, H., Hartman, G., Amit, G., Schulze, B., Zohary, T., & Markel, D. (2009). High resolution multibeam bathymetry of the Sea of Galilee (Lake Kinneret). *Israel Journal of Earth Science*, 58, 121–129.
15. Rybakov, M., Segev, A., & Lyakhovsky, V. (2008). The subsurface geology of the Lower Galilee using magnetic and gravity data. BSF report 2004046.
16. Rybakov, M., Segev, A., & Lyakhovsky, V. (2009). Gravity and magnetic study of the subsurface geology in Mount Carmel and the Yizre'el Valley, p. 27
17. Schattner, U. (2017). A bike built for magnetic mapping. *Eos (Am. Geophys. Union, Trans.)* 98.
18. Schattner, U., Segev, A., Mikhailov, V., Rybakov, M., & Lyakhovsky, V. (2019). Magnetic signature of the Kinneret-Kinarot tectonic basin along the dead sea transform, Northern Israel. *Pure and Applied Geophysics*, 176, 1–17.
19. Segev, A., Reznik, I. J., & Schattner, U. (2021). Miocene to sub-Recent magmatism at the intersection between the Dead Sea Transform and the Ash Shaam volcanic field, evidence from the Yarmouk River gorge and vicinity. *Geological Magazine*, 159(4), 469–493.

УДК: 550.831.23

Новый опыт определения переменной плотности промежуточного слоя по результатам высокоточных гравиметрических работ

А.П. Шелихов

shelihovap@tyuiu.ru

Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия

As a result of the improvement of equipment and technology for the production of gravimetric work, there is a continuous increase in the accuracy of calculating gravity anomalies in the Bouguer reduction. At the same time, the relative share of the error increases in the anomalies, due to inadequate consideration of the density of the intermediate layer, which is taken as a constant during reduction. The article describes the experience of using the three-point formula of V.M. Berezkin with a statistical approach to processing the results of calculations to build a map of the areal distribution of the density of the intermediate layer and calculate, on its basis, anomalies in the Bouguer reduction according to high-precision gravimetric surveys in the Gubakhinsky area.

Keywords: high-precision gravity prospecting, Berezkin's formula, statistical approach, variable density, intermediate layer.

Введение

Определение истинной плотности промежуточного слоя конкретного участка является вопросом, который после завершения высокоточных полевых работ вынуждены решать гравиметристы, прежде чем приступить к обработке и интерпретации своих материалов. Автор занимался этим на протяжении многих лет, вычисляя плотность по трехточечной формуле В.М. Березкина [1]. В силу специфики региона проведения работ, а это центральная часть Западносибирской низменности с весьма слабо выраженным рельефом, среднюю плотность приходилось определять на основе большой выборки с малыми перепадами высот. Геометрия полевых наблюдений и точность работ не позволяли сделать ничего большего. Как показал опыт, использование современных высокоточных гравиметрических данных позволяет не только с высокой степенью достоверности определять среднюю плотность рельефообразующих пород участка исследований, но и оценивать распределение этой плотности по площади [2].

Полевые материалы, использованные в настоящей работе, получены на участке с резко выраженным рельефом местности и контрастным плотностным строением верхней части разреза, что позволило достичь интересных результатов.

Характеристика исходных данных

Масштаб гравиметрической съемки 1:50 000. Съемка выполнена на 2 832 пунктах, из них на 2 502 по сети наблюдений 1000×200 м и на 230 пунктах (на участке детальных работ) по сети 500×100 м. Размеры площади примерно 18×27 км (490 км²), рельеф сильно расчлененный, перепад высот от 142 м до 503 м, местность полностью залесенная. Погрешность определения высот ±0.07м, погрешность определения наблюденных значений силы тяжести ± 0.043мГал.

Съемка выполнена в летний период. Данное обстоятельство является весьма благоприятным для решения поставленной задачи, поскольку исключает погрешность, вносимую вариациями плотности и погрешностью измерения мощности снежного покрова.

Методика работ

Площадное распределение плотности верхней части разреза рассчитывалось на основе единичных вычислений плотности по трёхточечной формуле В. М. Березкина. Формула справедлива для случая линейного характера изменения силы тяжести на поверхности относимости. В формуле, приведенной в авторской монографии [1] была обнаружена ошибка

в виде неверного знака (плюс вместо минуса) в знаменателе перед поправочным коэффициентом к приращению поправки за рельеф.

Ниже приведена исправленная трёхточечная формула, использованная в настоящей работе:

$$\sigma = \frac{0.3086 \Delta H + \Delta G}{0.0419 \Delta H - \alpha \Delta PR} \quad (1)$$

где: α – коэффициент, равный обратному значению плотности, принятой при определении поправки за рельеф.

Переменные ΔH , ΔG и ΔPR можно охарактеризовать, как превышения, соответственно, альтитуды, наблюдаемого значения силы тяжести и поправки за рельеф в центральной точке вычислительной триады относительно среднего из значений этих параметров на крайних точках: $\Delta H = h_2 - (h_1 + h_3)/2$; $\Delta G = g_2^H - (g_1^H + g_3^H)/2$; $\Delta PR = g_2^{pr} - (g_1^{pr} + g_3^{pr})/2$.

Все вычисления были выполнены в табличном процессоре Excel с использованием авторских макросов. Шаг вычислений равен шагу съемки по профилю (200м или 100м в случае участка детальных работ). Вычисление плотности выполнялось по формуле 1 при соблюдении двух следующих условий.

Во-первых, абсолютное превышения альтитуды центральной точки (АЦТ) вычислительной триады, ΔH , должно быть не меньше 0.25м и, во-вторых, соотношение длин её плеч не должно превышать двух крат.

Первое условие устанавливает величину минимального, достоверно определенного превышения АЦТ и вычислено, как значение, превышающее утроенную погрешность определения высот гравиметрических пунктов.

Второе условие исключает вычисление плотности при переходе с профиля на профиль и при фактическом отсутствии на профиле более, чем одного проектного пункта. При этом изгиб линии вычислений в плане никак не учитывался.

Полученный массив плотностей был подвергнут процедуре статистической очистки от «грубых» значений. Для этого в итерационном режиме из него были исключены значения, отклоняющиеся от среднего на величину, превышающую утроенное стандартное отклонение.

Строгое следование указанному выше критерию справедливо только для стационарных случайных распределений. В нашем случае, изучаемый параметр, плотность промежуточного слоя (ППС), не стационарен по площади. Именно его площадное распределение и является целью исследований. В их результате, как будет показано ниже, установлено, что ППС на изучаемом участке изменяется более чем в пределах от 2.3 г/см³ до 2.6 г/см³. Иными словами, диапазон изменения плотностей на площади составляет ± 0.15 г/см³ от среднего значения 2.45 г/см³.

На этом основании в ходе исследований наряду с массивом плотностей, сформированным с применением строгого статистического критерия отбраковки, был взят массив с критерием отбраковки, расширенным на величину ± 0.15 г/см³.

Расширенная выборка содержит 2150 значений плотности, что превышает объем выборки, полученной по строгому критерию, всего на 21 значение, или менее чем на 1%. Таким образом, статистически однородные выборки ППС были сформированы из 76% достаточно равномерно расположенных гравиметрических пунктов площади. За координаты точек вычисления плотности были приняты координаты центральных точек вычислительных триад.

По сформированным выборкам была выполнена оценка погрешности вычисления плотности в зависимости от абсолютного превышения альтитуды центральной точки (ΔH). Для этого по каждому массиву, предварительно отсортированному по возрастанию абсолютного значения ΔH , в окне размером 100 точек с таким же шагом были рассчитаны: среднее превышение АЦТ, средняя плотность и стандартное отклонение в окне.

На рис. 1 приведена диаграмма, отражающая связь стандартного отклонения плотности с абсолютным превышением АЦТ для расширенной выборки.

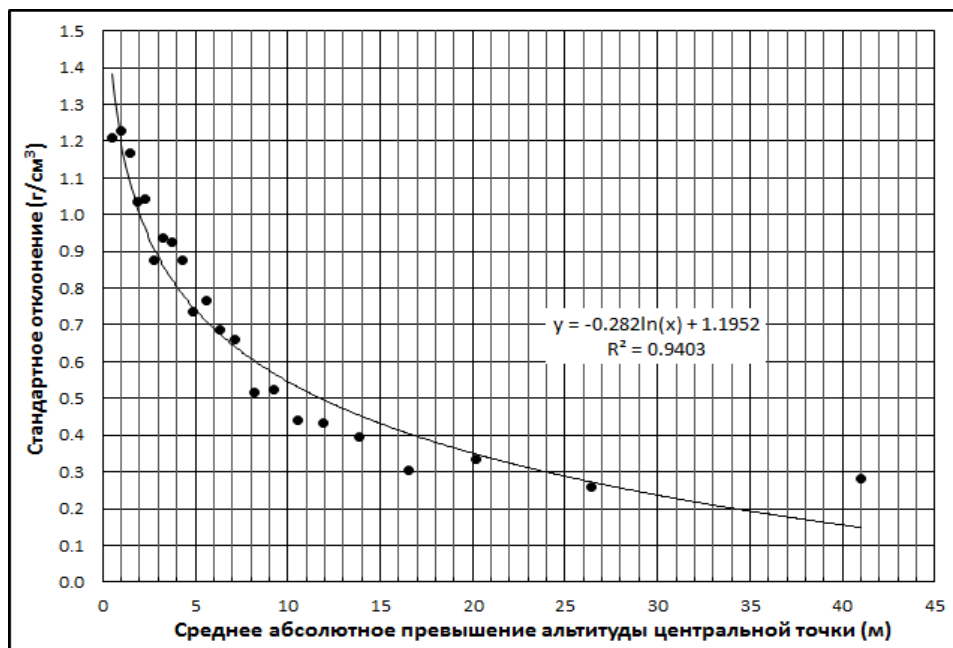


Рис. 1. Связь погрешности вычисления плотности с превышением АЦТ

Из диаграммы следует, что в зависимости от величины абсолютного значения ΔH стандартное отклонение изменяется от 1.25 г/см^3 , при минимальных абсолютных превышениях, до 0.25 г/см^3 при превышениях АЦТ порядка 25-30 м. При среднем по выборке превышении равном 8.5 м стандартное отклонение составляет величину порядка 0.5 г/см^3 . Следовательно, если при расчёте регулярной сетки выполнять осреднение в скользящем окне, включающем 100 значений, плотность в ее узле будет определена, в среднем, с погрешностью $\pm 0.05 \text{ г/см}^3$.

По двум массивам плотностей промежуточного слоя (стандартному и расширенному) средствами пакета Surfer были рассчитаны и построены соответствующие карты площадного распределения ППС. В качестве способа расчёта регулярной сетки (грида) был использован метод осреднения в скользящем окне (Moving Average). В качестве расширенных опций метода использованы различные радиусы скользящего окна круглой формы (R) и различное количество данных в окне (N), меньше которого значение в узле грида не вычисляется.

Анализ характера влияния параметров скользящего окна на результаты расчёта регулярных сеток позволил выбрать оптимальный способ формирования итоговой карты.

Результаты работ

В качестве результирующих карт площадного распределения ППС для использования их при вычислении аномалий в редукции Буге, по обоим вариантам выборок были построены карты, полученные путем осреднения трех регулярных сеток. Входные сетки для этого были рассчитаны методом осреднения в скользящем окне с шагом 0.25 км с различными параметрами R (2.5, 3.0 и 3.5 км) при одинаковом параметре N=20. Результирующие карты приведены на рис. 2.

На карты плотностей дополнительно вынесены: центры вычислительных триад (точки вычисления ППС), граница карты с параметрами R=3,0 км, N=80 - синий контур, внутри которого количество точек осреднения при вычислении узлов грида ППС превышает 80 и изолинии погрешности вычисления ППС ($E_{ППС}$) - красные линии с берг-штрихом.

Распределение погрешности вычисления ППС ($E_{ППС}$) получено из распределения абсолютных превышений альтиуды центральной точки ΔH по формуле:

$$E_{\text{ппс}} = \frac{f(\Delta H)}{\sqrt{80}},$$

где $f(\Delta H)$ – формула тренда, характеризующего связь стандартного отклонения вычисленных значений плотности с ΔH для соответствующей выборки (см. рис. 1):

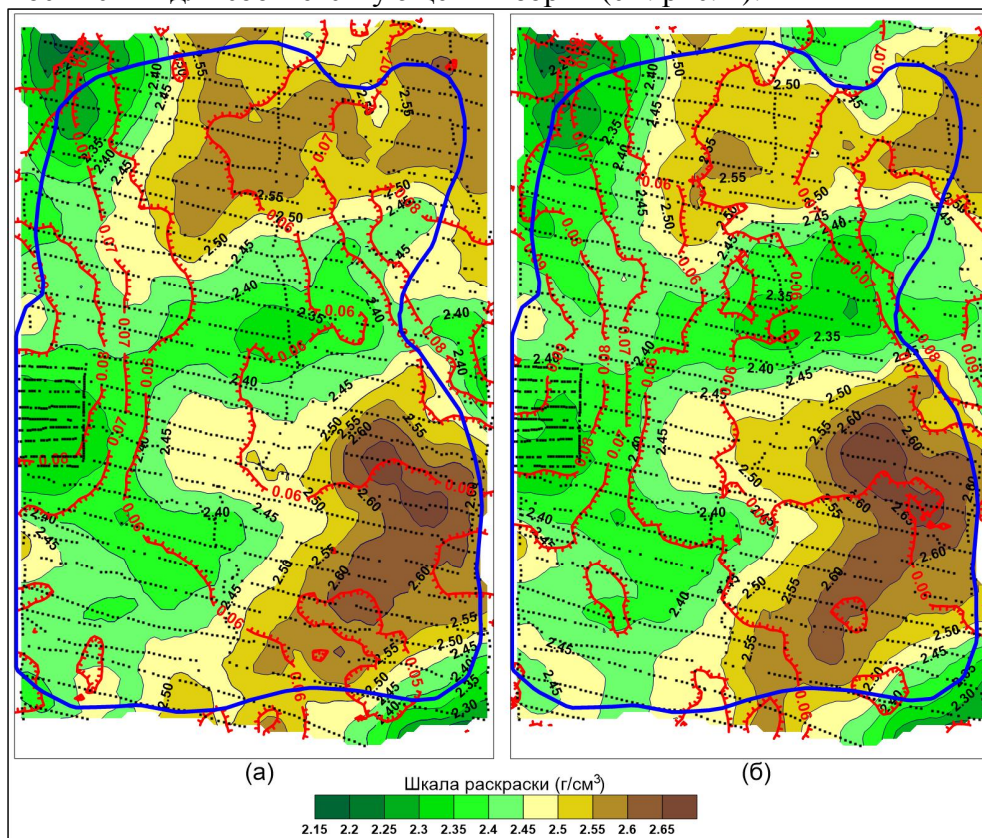


Рис. 2. Карты ППС, построенные по стандартной (а) и расширенной (б) выборкам

Очевидно, что полученная таким образом оценка погрешности является грубой, дает максимальное значение внутри контура карты с параметрами $R=3,0$ км, $N=80$ и характеризует погрешность карты с одним набором параметров, а не осредненной из нескольких вариантов, как в случае, приведенном на рис. 2.

Полученные варианты распределения плотности верхней части разреза (рис. 3) были использованы для вычисления аномалий силы тяжести в редукции Буге с переменной ППС. Это было сделано, как и предлагал в своей работе [3] Р. Вайк, различными способами.

Как для стандартной, так и для расширенной выборки поправки за притяжение промежуточного слоя были рассчитаны по формуле плоскопараллельного слоя в трех вариантах распределения переменной плотности ниже дневной поверхности: до уровня моря, до уровня нижней (базовой) точки локального рельефа (142 м) и до нижнего уровня регионального тренда рельефа, аппроксимированного поверхностью 2-го порядка. В последнем случае, влияние слоя переменной мощности между региональным трендом и уровнем моря учитывалось с плотностью 2.46 г/см³, являющейся средней для стандартной выборки.

Как известно, неправильный учет влияния ППС при редуцировании приводит к тому, что аномалии Буге несут не только информацию о плотностях геологического разреза, но и начинают коррелировать с рельефом дневной поверхности. На этой основе была выполнена сравнительная оценка качества различных вариантов редуцирования для обеих выборок ППС.

Для этого в табличном процессоре Excel на базе каталога гравиметрических пунктов, отсортированного по возрастанию номеров профилей и пикетов, были рассчитаны коэффициенты корреляции рельефа дневной поверхности с аномалиями Буге в скользящих окнах различного размера. Проанализированы аномалии Буге обоих выборок с тремя вариантами учета площадного распределения ППС для каждой, аномалии Буге с постоянной плотностью 1.50 г/см³, принятой за истинную плотность непосредственными исполнителями

полевых гравиметрических работ и с постоянной плотностью 1.46г/см^3 , являющейся средней для стандартной выборки.

Выполненный анализ показал, что с рельефом дневной поверхности менее всего коррелируют аномалии Буге, рассчитанные с переменной плотностью промежуточного слоя, взятой в интервале от дневной поверхности до уровня нижней точки локального рельефа при расширенном варианте выборки. В этом варианте редукции коэффициент корреляции аномалий с рельефом уменьшается в сравнении с другими вариантами при любом из использованных размеров окна.

На рис. 3 приведены карта аномалий в редукции Буге, полученная традиционным способом (а) и карта с переменной плотностью промежуточного слоя, аномалии которой менее всего коррелируют с рельефом (б).

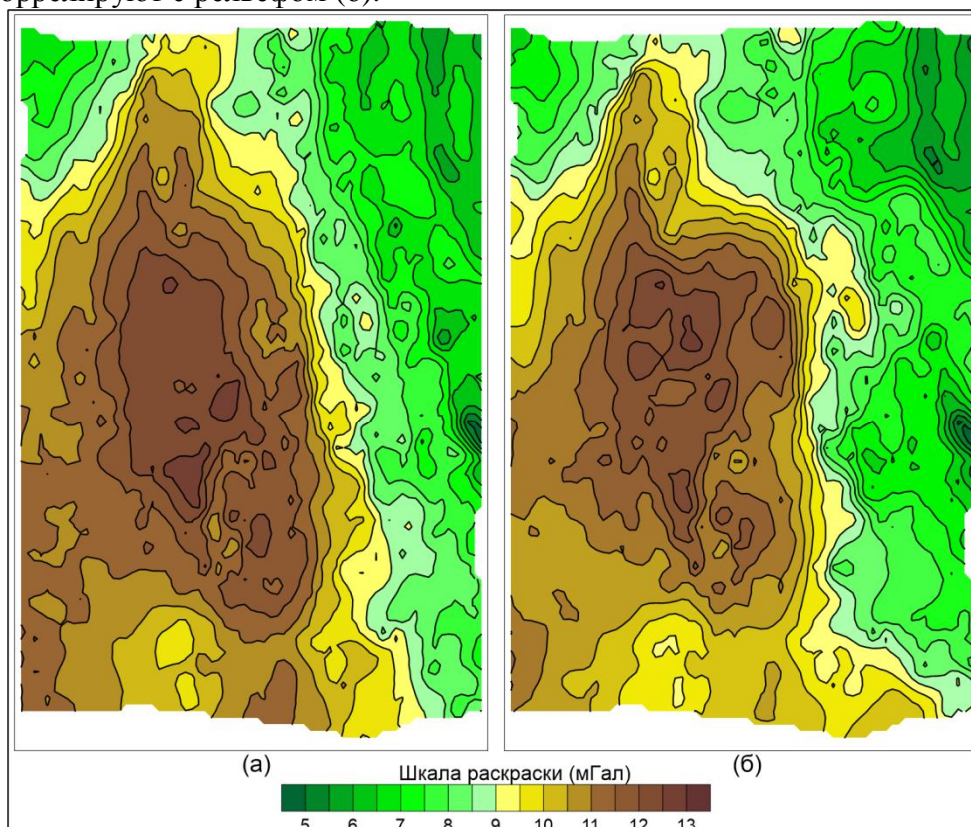


Рис. 3. Карты аномалий силы тяжести в редукции Буге (а) с постоянной ППС 1.50г/см^3 , (б) с переменной ППС выше отметки 142м

Различия в аномалиях очевидны и весьма существенны. При общем диапазоне изменений поля в пределах участка около 8.5 мГал диапазон локальной разности полей этих карт превышает 3.5 мГал.

При наличии такой альтернативы, предпочтительным является использование для геологической интерпретации карты аномалий Буге варианта (б). Подтверждения этого будут приведены автором в его докладе.

Литература:

1. Березкин В.М. Учет рельефа местности и промежуточного слоя в гравиразведке // М. Недра, 1967. С. 66, 70
2. Шелихов А.П. Использование статистического подхода для вычисления аномалий Буге с переменной плотностью промежуточного слоя // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Материалы 48-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова. – СПб., 2022. С. 271-274
3. Вайк Р. Поправки Буге с переменной поверхностной плотностью // Геофизика. 1956. Том. 4. С. 1004-1020. doi: 10.1190/1.1438292

УДК 550.837

О методе сопротивлений на переменном токе с применением установки Шлюмберже

А.Ф. Шестаков

alxsh@mail.ru

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Annotation. The article discusses the features of using the method of resistances on alternating current with harmonic time dependence. Expressions determining the tension of an alternating electric field for a three- and four-electrode Schlumberger arrays located on a homogeneous conducting half-space are obtained. For a small field parameter, formulas are derived approximating the apparent resistance according to the measurement data of the electrical tension component are obtained.

Введение. Хорошо известно, что электроразведка методом сопротивлений на переменном токе широко используется в геоэлектрических исследованиях.

Это обусловлено тем, что применение генераторной и измерительной аппаратуры на фиксированных частотах позволяет избежать нежелательного эффекта поляризации электродов при установке питающих и приемных заземлений, а также избавиться от помех в приемном сигнале, вызванных блуждающими токами в Земле естественного и техногенного происхождения.

Следует отметить, что в большинстве случаев способы обработки и интерпретации данных кондуктивных электроразведочных измерений на переменном токе основаны на вычислительных конструкциях и алгоритмах, применяемых в электроразведочных методах на постоянном токе.

Если для низких частот, не превышающих первые десятки Гц, сравнительно высокоомной вмещающей среде и не слишком большой длине кабеля для питающих заземлений стационарная аппроксимация вполне обоснована [1, 2 и др.], то в других случаях возможно появление искажений приемного полезного сигнала, обусловленных возникновением индукционных токов как во вмещающей среде, так и в приемной линии от переменного тока в возбуждающем поле кабеле [3].

В этой же работе приведены оценки значения верхней частоты, до которой можно пренебречь влиянием наведенных индукционных токов. Согласно приведенным расчетам, эти частоты находятся в прямой пропорциональной зависимости от удельного сопротивления среды и в обратной зависимости от длины кабеля. Так, например, при использовании километрового кабеля и удельного сопротивления пород 1000 ом·м значение верхней частоты при измерениях вблизи центра кабеля составляет величину 61 Гц, а для сопротивления 100 ом·м снижается до 6,1 Гц.

Таким образом, с повышением частоты, либо уменьшением электросопротивления вмещающей среды индукционная составляющая неизбежно будет вносить погрешность в определение кажущегося сопротивления r_k , вычисленного по формулам для стационарного поля и возникает необходимость корректировки вычисленных значений для их дальнейшей интерпретации.

Один из способов такой корректировки был предложен А.В. Вешевым в восьмидесятых годах прошлого века [4]. Методика применения способа базируется на изучении морфологии нормального ЭМ поля возбуждающего источника и установления допустимого диапазона измерения «расстояния и частот, при которых наблюдается однозначная зависимость... от r » [4].

Сравнительно недавно эта методика нашла применение для учета влияния ЭМ индукции питающей линии на результаты измерений методом частотной дисперсии с установкой срединного градиента [5]. В этой работе отмечается, что использование повышенных частот (десятки и сотни Гц) и длинных питающих линий могут привести к существенному завышению (до 100 раз и более!) фиктивного параметра

электросопротивления ρ_ω (вычисляемого по формулам для постоянного тока), по сравнению с эффективным $\rho_{эф}$, в зависимости от параметров установки, частоты поля и силы тока в питающей линии.

Вместе с тем, нельзя не отметить, что при возбуждении ЭМ поля системой заданных источников, кроме индукционной вихревой составляющей электрического поля в земле возникает также и потенциальная переменная его составляющая, зависящая помимо свойств среды и частоты поля, также от установки заземлений.

Анализ нормального электромагнитного поля установок значительно упрощается, если в рассчитываемых элементах поля предварительно выделять вихревую и потенциальную составляющие, первая из которых обусловлена индукционными токами в земле и порожденными вихревыми монополями в питающем кабеле, а вторая – возникновением гальванических токов от переменных монополей в местах токовых заземлений [6].

В настоящей работе приводится расчет и анализ вклада в нормальное ЭМ поле от гальванических заземлений для прямолинейной трех- и четырехполюсной установок Шлюмберже [1], широко используемых в практике геоэлектрических исследований.

К постановке задачи. Рассмотрим прямолинейную трехполюсную установку Шлюмберже с питающим электродом в точке A (электрод B отнесен в практическую «бесконечность») и измерительными электродами в точках M и N .

Известная формула для вычисления кажущегося сопротивления при постоянном токе в кабеле (см., например [1])

$$\rho_k = K \frac{\Delta U_{MN}}{I} = 2\pi \frac{r_{AM} \cdot r_{AN}}{r_{MN}} \frac{\Delta U_{MN}}{I} \quad (1)$$

для «предельной» установки [7] при достаточно малом расстоянии между приемными заземлениями преобразуется к виду

$$\rho_k = 2\pi r_{AM} \cdot r_{AN} \frac{E_{MN}}{I} = 2\pi r^2 \frac{E(r)}{I} \quad (2)$$

где K – коэффициент установки; r_{AM} , r_{AN} , r – расстояния от точки питающего заземления A до точек измерения M и N и до центра отрезка MN ; r_{MN} – расстояние между приемными заземлениями M и N , ΔU_{MN} – измеренная в MN разность потенциалов, E_{MN} – составляющая напряженности электрического поля вдоль линии MN , I – сила тока в источнике A .

Хорошо известно, что вычисленное по этой формуле значение ρ_k характеризует истинное удельное сопротивление зондируемой среды только для однородного полупространства, а в других случаях, в частности для слоистой или горизонтально неоднородной сред, ρ_k есть некоторая фиктивная величина, зависящая от геометрических размеров установки заземлений, структуры и электрофизических свойств среды [1].

Если для стационарного электрического поля накоплен большой арсенал способов обработки данных вычисленных значений ρ_k , последующей качественной и количественной интерпретации и завершающего геологического истолкования результатов, то в случае переменного ЭМ поля уже на самом начале обработки результатов измерения возникает ряд вопросов, требующих отдельного пояснения.

Один из них связан с правомерностью или возможными ограничениями использования выражения (2) при обработке данных измерения на переменном токе. Другой определяет задачу получения аналога этого выражения для электрической составляющей напряженности гармонического ЭМ поля.

О кажущемся и об эффективном сопротивлениях среды. Остановимся кратко на методике оценки кажущегося электросопротивления среды при ее зондировании электромагнитным полем, возбуждаемом в гармоническом режиме с круговой частотой ω , посредством заземленного кабеля конечных размеров [4].

Исходными данными являются измеренная напряженность переменного электрического поля E_ω или ее модуль $|E_\omega|$ в приемной линии MN , сила тока I в питающем

кабеле, а также коэффициент установки K , зависящий от местоположения питающих и приемных электродов.

По этим данным сначала определяется параметр ρ_ω по формуле, характерной для установок зондирования на постоянном токе:

$$\rho_\omega = K \frac{E_\omega}{I}, \quad (3)$$

который лишь условно принимается за «кажущееся сопротивление» на переменном токе. При этом, ρ_ω вовсе не характеризует истинное удельное сопротивление среды ρ в однородном полупространстве, в отличие от метода сопротивлений на постоянном токе. Для установления подобной аналогии для переменного поля, возбуждаемого с циклической частотой f , введено понятие «эффективного сопротивления» $\rho_{эф}$, вычисление которого представляет реальный практический интерес, поскольку оно характеризует удельное электросопротивление в однородном полупространстве [4]. В этой же работе предложена методика для определения $\rho_{эф}$ по предварительно рассчитанным зависимостям $\rho_\omega/\rho_{эф}$ от ρ_ω/R^2f , где R – расстояние между серединой питающей линии AB и точкой наблюдения. Дальнейшая процедура вычисления состоит в следующем [4]. Сначала по измеренным значениям E_ω с учетом известных R и f находят ρ_ω/R^2f , а затем с использованием номограммы определяют величину $\rho_\omega/\rho_{эф}$, по которой окончательно вычисляют искомое значение $\rho_{эф}$.

Как оказалось, для предельных трех- и четырехполюсной установок Шлюмберже в случае малого параметра поля можно получить аналог формулы (на постоянном токе) для непосредственного определения кажущегося (эффективного) сопротивления среды по значениям напряженности переменного электрического поля, минуя достаточно громоздкую процедуру использования номограммы.

Расчеты и обсуждение результатов. Остановимся подробнее на выражении (2). Как отмечалось выше, величина ρ_ω , вычисленная по формуле для постоянного тока имеет фиктивный характер и не соответствует понятию кажущегося сопротивления на переменном токе $\tilde{\rho}_k$. Основная причина в том, что эта формула выведена для трехполюсной установки измерения стационарного электрического поля.

С другой стороны, математический формализм позволяет ее преобразовать к виду

$$E(r) = \rho \frac{I}{2\pi r^2} = \frac{1}{\sigma} \frac{I}{2\pi r^2} \quad (4)$$

и трактовать как электрическое поле точечного источника в однородном проводящем полупространстве с электропроводностью σ .

Поэтому, если иметь выражение, аналогичное (4), но для переменного электрического поля, то входящий в его параметр (ρ или $1/\sigma$) позволял бы определять в результате формулы обращения именно кажущееся (эффективное) сопротивление неоднородной среды $\tilde{\rho}_k$, реально совпадающее с удельным сопротивлением однородного полупространства.

Такое выражение можно получить исходя из результатов работы [8], в которой выведены формулы для составляющих переменного ЭМ поля, возбуждаемого электрическим зарядом в однородном проводящем полупространстве с гармонической зависимостью от времени. Приведем выражение лишь для комплексной амплитуды \tilde{E}_x составляющей поля, пренебрегая токами смещения и полагая, что линия трехполюсной установки Шлюмберже ориентирована вдоль оси X декартовой системы координат $\{X, Y, Z\}$.

Полагая, что заряд расположен на поверхности проводящего полупространства в начале координат, отнесенном в точку A , а расчет поля проводится вдоль оси X на расстоянии r , это выражение значительно упрощается:

$$\tilde{E}_x(r) = \frac{I}{4\pi\sigma} \left(\frac{2}{r^2} \exp(ikr) - \frac{ik}{r} - \frac{ik}{r} \exp(ikr) \right), \quad (5)$$

где $k = \sqrt{i\omega\sigma\mu}$ – волновое число в квазистационарном приближении, μ – магнитная проницаемость среды, I – амплитудное значение силы тока в источнике. Из структуры этого выражения видно, что напряженность электрического поля зависит не только напрямую от электрофизических свойств среды, но также и косвенно – от безразмерного волнового параметра kr , что является характерной особенностью электромагнитных зондирований на переменном токе [4]. При $\omega \rightarrow 0$ из (5) следует известная формула для вычисления напряженности стационарного поля, возбуждаемого в однородном проводящем полупространстве.

В случае малых значений параметра поля $p = |k|r$, довольно часто встречающихся в практике применения методов электромагнитных зондирований и соответствующих понятию ближней зоны источника [2, 9], можно ограничиться первыми тремя слагаемыми при разложении в ряд Тейлора экспоненты $\exp(ikr)$ и выражение (5) принимает вид:

$$\tilde{E}_x(r) = \frac{I}{4\pi\sigma} \left(\frac{2}{r^2} + k^2 \right) = \frac{I}{2\pi\sigma r^2} \left(1 + \frac{i\omega\sigma\mu}{2} r^2 \right). \quad (6)$$

Из структуры выражения (6) видно, что при малых значениях параметра поля по реальной компоненте напряженности $\text{Re} \tilde{E}_x(r)$ можно непосредственно определить кажущееся сопротивление на переменном токе по формулам для стационарного поля:

$$\tilde{\rho}_k = \frac{2\pi r^2}{I} \text{Re} \tilde{E}_x(r). \quad (7)$$

Что касается мнимой составляющей напряженности, то в рассматриваемом приближении она не зависит от электрофизических свойств среды, а только от частоты поля и поэтому играет роль помехи при проведении модульных измерений полезного сигнала.

В этом случае из (6) нетрудно получить аналогичную формулу вычисления $\tilde{\rho}_k$ по модульным измерениям напряженности поля для малых значений параметра p :

$$\tilde{\rho}_k = \frac{2\pi r^2}{I} |\tilde{E}_x(r)| \sqrt{1 - \frac{\omega^2 \mu^2}{16\pi^2} \frac{I^2}{|\tilde{E}_x(r)|^2}}. \quad (8)$$

В приведенном выше выражении множитель перед квадратным корнем определяет кажущееся сопротивление только в варианте зондирования среды стационарным электрическим полем. Второй множитель представляет собой поправку к вычисленным значениям по формуле для постоянного тока, которую необходимо учитывать при проведении измерений на повышенных частотах, в том числе для проведения исследований методом частотной дисперсии во избежание получения ложных представлений о поляризационных свойствах среды.

Аналогичным образом для предельной четырехполюсной установки Шлюмберже также можно получить выражение для непосредственного определения кажущегося сопротивления среды по значениям напряженности переменного электрического поля.

Рассмотрим однородное проводящее полупространство, возбуждаемое в гармоническом режиме электромагнитным полем от двух разнополярных точечных источников A и B (монополей), питаемых переменным током заданной частоты ω , расположенных на оси X декартовой системы координат $\{X, Y, Z\}$, начало которой отнесено в точку A , а расчет элементов поля будем проводить в вертикальной плоскости симметрии относительно источников, т.к. это представляет практический интерес для задачи вертикального электрического зондирования переменным полем. Тогда в случае малого параметра поля p выражение для X -составляющей напряженности имеет вид:

$$\tilde{E}_x(r) = \frac{I}{\pi\sigma} \frac{x}{r^3} (1 + k^2 r^2) = \frac{I}{\pi\sigma} \frac{x}{r^3} (1 + i\omega\sigma\mu r^2). \quad (9)$$

При отсутствии аппаратных возможностей осуществления фазовых измерений или выделения в чистом виде реальной составляющей измеряемого сигнала (напряженности или разности потенциалов) из (9) следует выражение для модульной составляющей

напряженности электрического поля в центре между двумя источниками гармонического ЭМ поля, возбуждаемого в однородном проводящем полупространстве:

$$|\tilde{E}_x(r)| = \frac{I}{\pi\sigma} \frac{x}{r^3} \sqrt{1 + \omega^2 \sigma^2 \mu^2 r^4} = \frac{I}{\pi\sigma} \frac{1}{r^2} \sqrt{1 + p^4}. \quad (10)$$

Обозначим идентификатором ρ_ω – некоторое фиктивное электросопротивление среды, вычисленное по формулам для постоянного тока при измерениях на частоте ω :

$$\rho_\omega = \frac{\pi r^2}{I} |\tilde{E}_x(r)|. \quad (11)$$

Тогда в рассматриваемом приближении для малого параметра p из (10) следует выражение, определяющее кажущееся сопротивление на переменном токе:

$$\tilde{\rho}_\kappa = \frac{\pi r^2}{I} \frac{|\tilde{E}_x(r)|}{\sqrt{1 + \omega^2 \sigma^2 \mu^2 r^4}} = \frac{\rho_\omega}{\sqrt{1 + p^4}}. \quad (12)$$

Введем поправочный коэффициент

$$C_n = \frac{1}{\sqrt{1 + p^4}} \quad (13)$$

для приближенной корректировки значений ρ_ω , вычисленных по формулам для постоянного тока. В работе построены графики поправочного коэффициента для оценки отклонений реального значения удельного электрического сопротивления от приближенного, вычисляемого по формулам для постоянного тока, для различных значений частоты поля и величины разности установки, характерных для малоглубинных геоэлектрических исследований.

Полученные результаты могут найти применение при анализе и обработке данных кондуктивных электротондирований на переменном токе, для корректного истолкования частотного эффекта и оценке поляризационных свойств среды, в частности при проведении исследований методом частотной дисперсии.

Литература

1. Заборовский А.И. Электроразведка. М.: Гостоптехиздат, 1963. 424 с.
2. Матвеев Б.К. Электроразведка при поисках месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 375 с.
3. Гуревич Ю.М., Кормильцев В.В., Улитин Р.В. Физико-теоретические основы метода вызванной поляризации на переменном токе // Фазовые и амплитудные измерения вызванной поляризации на рудных месторождениях. Сб. статей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973. С. 35-55.
4. Вешев А.В. Электропрофилирование на постоянном и переменном токе. Л.: Недра, 1980. 391с.
5. Ткачев А.В., Хасанов И.М. Учет влияния электромагнитной индукции питающей линии на результаты измерений методом частотной дисперсии с установкой срединного градиента // Геофизика. 2014. №4. С.74-79.
6. Сапожников Б.Г. Скалярные и векторные монополи – элементарные источники нормальных электрических полей // Вопросы геофизики. Выпуск 44. С-Петербург, 2011. С.114-123.
7. Жданов М.С. Электроразведка: Учебник для вузов. М.: Недра, 1986. 316 с.
8. Шестаков А.Ф. Задача об электрическом заряде в однородном проводящем полупространстве с гармонической зависимостью от времени // Уральский геофизический вестник. 2016. № 1(27). С. 58-69.
9. Электроразведка. Справочник геофизика. Книга 1. М.: Недра, 1989. 438 с.

УДК: 550.837

Повышение эффективности аппроксимационного метода решения обратных задач геоэлектрики на основе использования глубоких сетей сверточного типа

М.И. Шимелевич¹, Е.А. Оборнев¹, Е.А. Родионов¹, И.Е. Оборнев^{1,2}

shimelevich-m@yandex.ru

1 - Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго
Орджоникидзе (МГРИ), Москва, Россия

2 - Научно-исследовательский институт ядерной физики имени Д.В. Скобельцына (НИИЯФ
МГУ), Москва, Россия

Annotation: The paper considers the issues of increasing the efficiency of using the approximation neural network (ANN) method for solving inverse problems (including multiobjectives), which are reduced to a nonlinear operator equation of the first kind (respectively, to a system of operator equations). The ANN method consists in constructing an approximate inverse operator of the problem using neural network approximation structures (MLP networks) based on a pre-built set of reference solutions for direct and inverse problems. An increase in the efficiency of constructing such structures in the work is achieved with the help of additional transformations that make up the layers of a convolutional neural network and include the use of convolutional filters, reducing the dimension of input data, physical and algorithmic complexing, etc. The compressed feature maps resulting from these transformations are adapted to the solved inverse problem of high dimension, allow to reduce the approximation error of the inverse operator and, as a result, to reduce the final error in the solution of the inverse problem obtained by the ANN method. The results of applying the improved design of the neural network are demonstrated on 2D and 3D model and natural examples.

Обратная задача геоэлектрики (методы МТЗ, МВЗ) заключается в определении удельного сопротивления среды ρ и сводится к решению нелинейного операторного уравнения I рода в классе кусочно-постоянных решений, задаваемых на сетке параметризации θ_N размерности N . Аппроксимационный нейросетевой метод [1-2] решения задачи основан на построении приближенного обратного оператора задачи (нейросетевого аппроксиматора) с помощью нейросетевых конструкций типа многослойного перцептрона – MLP сети – на основе заранее построенного множества опорных решений прямых (а значит и обратных) задач – так называемого «банка решений». Это позволяет приближенно находить распределение логарифма удельного сопротивления среды $\lg \rho_n$ в ячейках сетки θ_N по наблюдаемым данным МТЗ f_m , $m = 1, \dots, M$ в аналитическом виде:

$$\lg \rho_n \approx \sum_{l=1}^{L_g} v_9^{nl} \lambda_9 \left(\dots \sum_{l=1}^{L_1} v_1^{nl} \lambda_1 \left(\sum_{m=1}^M w_1^{lm} f_m \right) \dots \right), \quad n = 1, \dots, N, \quad (1)$$

где v_i^{nl} , w_i^{lm} , $i = 1, \dots, \mathcal{G}$, $l = 1, \dots, L_g$, $n = 1, \dots, N$ – элементы матриц коэффициентов нейронной сети, которые определяются в процессе ее обучения на банке решений; λ_i , $i = 1, \dots, \mathcal{G}$ – заданные нелинейные функции активации. Обозначим через \square множество пар, состоящих из векторов параметров среды $\lg \rho^p$ и соответствующих им откликов (получаемых на основе решения прямой задачи) в пространстве данных f^p , $p = 1, \dots, P$, которые образуют банк решений объема P :

$$\square = \{(\lg \rho^p, f^p), \quad p = 1, \dots, P\}.$$

Коэффициенты матриц находятся из решения оптимизационной задачи обучения нейронной сети

$$\sum_{p=1}^P \sum_{n=1}^N \left[\lg \rho_n^p - \sum_{l=1}^{L_g} v_g^{nl} \lambda_g \left(\dots \sum_{l=1}^{L_1} v_1^{nl} \lambda_1 \left(\sum_{m=1}^M w_1^{lm} f_m^p \right) \dots \right) \right]^2 \xrightarrow{v_i^{nl}, w_i^{lm}} \min, \quad (2)$$

где N – число параметров среды, $\lg \rho_n^p$, f_m^p , $n = 1, \dots, N$, $m = 1, \dots, M$, $p = 1, \dots, P$ – компоненты векторов $\lg \rho^p$ и f^p соответственно, составляющих банк решений \square . Расчет банка решений – задача весьма трудоемкая, однако, ее необходимо решить один раз для заданного класса сред.

Улучшить аппроксимационные свойства таких конструкций можно с помощью дополнительных преобразований данных, предшествующих обучению MLP-сети: нормализация входных данных, применение сверточных фильтров, уменьшение размерности входных данных, физическое и алгоритмическое комплексирование, подавление влияния фоновой среды и др. Эти преобразования определяют слои глубокой сети сверточного типа, адаптированной к решаемой нелинейной обратной задаче геоэлектрики высокой размерности. Так, например, ядро свертки сети во входном слое формируется на основе технологии построения локальных аппроксиматоров [3] и методов сжатия входных данных [2]. Совокупность всех используемых преобразований позволяет уменьшить ошибку обучения MLP-сети и, как следствие – ошибку аппроксимации обратного оператора задачи.

Построенный нейросетевой аппроксиматор тестируется на независимой тестовой выборке известных решений обратных задач, которые не использовались при обучении; таким образом, вычисляется собственная (интерполяционная) ошибка аппроксиматора. Решение обратной задачи с помощью обученного аппроксиматора занимает первые секунды.

Результаты применения улучшенной конструкции демонстрируются на 2D и 3D модельных и натуральных примерах.

Благодарности

Работа выполнена с использованием вычислительных ресурсов Межведомственного суперкомпьютерного центра Российской академии наук (МСЦ РАН) и с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 19-11-00333, <https://rscf.ru/project/19-11-00333/>

Список литературы

1. Алгоритм решения обратной задачи геоэлектрики на основе нейросетевой аппроксимации / М. И. Шимелевич, Е. А. Оборнев, И. Е. Оборнев, Е. А. Родионов // Сибирский журнал вычислительной математики. — 2018. — Т. 21, № 4. — С. 437–452. doi: 10.15372/SJNM20180408
2. Аппроксимационный нейросетевой метод решения многомерных нелинейных обратных задач геофизики / М. И. Шимелевич, Е. А. Оборнев, И. Е. Оборнев, Е. А. Родионов // Физика Земли. — 2017. — № 4. — С. 100–109. doi: 10.7868/S0002333717040093
3. Шимелевич М.И, Оборнев Е.А. Аппроксимационный метод решения обратной задачи МТЗ с использованием нейронных сетей / М.И. Шимелевич, Е.А. Оборнев // Физика Земли. — 2009. — № 12. — С. 22–38

УДК: 550.8.053

Применение монтажного метода 3D инверсии магнитного поля для изучения распределения погребенных трапповых покровов ЕХРП

Т.П. Широкова^{1,2}, С.В. Мицын¹, И.В. Спиридонов¹, Е.Ю. Соколова^{1,3}

smitsyn@yandex.ru, warstok995@gmail.com, tpshirokova@yandex.ru, sokol_1@mail.ru

1 – ФГБУ ВНИГНИ

2 – Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет

3 – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Abstract

The report discusses the realisation of “assembly method” in the GIS INTEGRO in an application to solving magnetic inversion and validation of the results of its application on synthetic magnetic data. The morphology of the deep source of the largest lithospheric anomaly in Siberia is estimated and ideas about the distribution of trap sequence buried under the MZ sediments of the central part of the Yenisei-Khatanga regional trough are obtained.

Введение

Реализованный в комплексе ГИС INTEGRO [Черемисина и др., 2021] монтажный метод решения обратной задачи геопотенциальных полей уже на протяжении ряда лет активно используется в приложениях для гравитационного поля. В этом докладе мы рассмотрим возможности этого метода при моделировании геологических объектов на основе подбора магнитных аномалий. Будут представлены результаты его апробации на синтетических и реальных данных, а также пример использования для определения морфологии погребенных трапповых покровов Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП).

Монтажный метод в ГИС INTEGRO

Монтажный метод в общем виде исчерпывающе описан в работе [Балк, Долгаль, 2020]. Суть монтажного метода – подбор конфигурации геологических тел во вмещающей среде по измеренным геопотенциальным полям при соблюдении ограничений, накладываемых другими априорными данными – информацией о глубинном строении территории, полученной исходя из сейсмических данных, МТЗ и др. В ГИС INTEGRO, в связи с особенностями его применения, монтажный метод (рис. 1) реализован в альтернативной, оригинальной постановке [Мицын, Большаков, 2021].

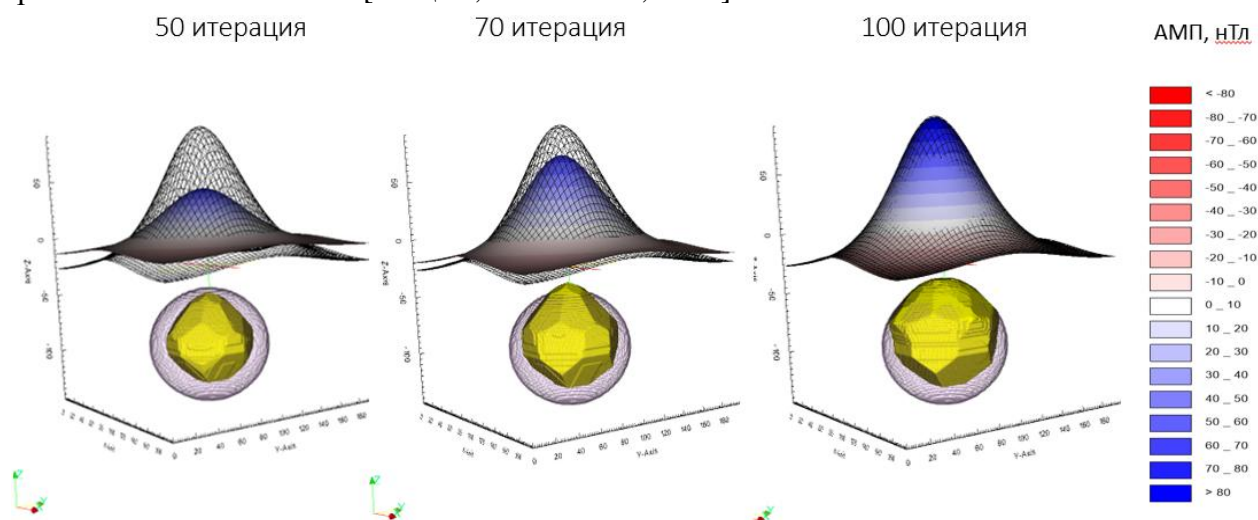


Рис. 1. Эволюция модели при применении монтажного метода

Центральными для построения модели глубинного распределения какого-либо физического параметра являются два понятия: классовая модель и функция изучаемого параметра. Классовая модель соотносит каждой ячейке (элементу) сеточной модели

территории метку класса (множества) или определяет её в класс ячеек. Функция параметра задаёт, какое значение параметра имеет ячейка, принадлежащая данному классу (имеет метку данного класса). В случае решения геомагнитной задачи используется термин «функция намагничённости» или «функция магнитной проницаемости», или же просто «функция физического параметра». Комбинация классовой модели L и функции физического параметра D задаёт модель физического параметра M . Классы из L могут соответствовать, как одному искомому телу, так и набору тел с похожими физическими свойствами.

Процесс получения решения состоит в следующем: начиная с некоторой начальной классовой модели L_0 при неизменной функции физического параметра за n итераций осуществляется переход к классовой модели L_n , для которой модель физического параметра M_n лучше приближает искомое поле. Такой итерационный процесс оптимизации мы называем эволюцией модели.

Эволюция ограничена главным правилом: модифицируется только метка класса у ячеек, причём новое значение метки берётся только из непосредственно соседних с ней ячеек. Опыт показывает, что необходим инструмент контроля эволюции. В ГИС INTEGRO контроль главным образом осуществляется за счёт приоритетов: приоритета по окрестности ячейки (α), влияющего на компактность получаемых классов, и приоритета по глубине (β), позволяющего контролировать глубину, на которой осуществляются модификации. Изменяя параметры α и β , можно получать различные результаты, схожие по аномальному полю. Формально приоритет модификации μ определяется по следующей формуле:

$$P^*(\mu) = P^*(v, u) = r(\mu) |D(\mu)|^{-1} |z_v|^\beta \left(\sum_{w \in \eta(v)} \delta_{L(u), L(w)} \right)^\alpha, \text{ где } \delta_{ij} - \text{ дельта Кронекера, } \eta(v) -$$

окрестность ячейки v (множество ячеек, находящихся рядом с ней), z_v – глубина центра целевой ячейки v , $L(v)$ – метка класса ячейки v , $D(\mu)$ – изменение величины намагничённости ячейки v при изменении ее класса, $r(\mu)$ – изменение нормы невязки при применении модификации. Соответственно, при увеличении α классы становятся более выпуклыми, нивелируя тенденции к образованию острогков, а при увеличении значения β можно ожидать увеличения количества модификаций, производимых на большой глубине, и уменьшения модификаций в областях, находящихся ближе к поверхности. В связи с тем, что наблюдаемое магнитное поле убывает квадратично по отношению к глубине залегания источника, можно ожидать, что некоторое «сбалансированное» значение β равно 2, когда приоритет модификаций на различной глубине при прочих равных равновесный, однако на практике это в значительной степени зависит от используемых параметров сеток – как размера сетки поля, так и размеров ячеек и анизотропии сетки.

Более точный контроль можно осуществлять за счёт ввода ограничений на область эволюции, а именно – исключением некоторого множества ячеек из процесса оптимизации путем фиксации их заданных значений.

Исследование работы алгоритма монтажного метода на синтетических и реальных данных

Для апробации в первую очередь использовались синтетически рассчитанные поля численной модели – шара с параметрами: $R_{\text{модели}} = 50$ у.е., $N_{\text{центра}} = -100$ е.у., $J_{\text{модели}} = 1$ А/м.

Процесс тестирования работы алгоритма состоял в изучении возможности управлять характером эволюции подбираемой модели с помощью выбора параметров процесса оптимизации [Широкова, 2022]. Ниже приводятся результаты исследования влияния параметров приоритета модификаций модели (меток класса ячеек) по глубине (β) и окрестности (α).

Проведенные численные эксперименты показали следующее.

1. Сбалансированное значение β находится в диапазоне от 2 до 2.5. При увеличении значения β рост модели осуществляется строго вниз, при этом невязка подбирается намного медленнее при эквивалентном увеличении объёма модели (рис. 1а). С

другой стороны, при значениях β , меньше 2, рост модели осуществляется в сторону верхней границы аналитической модели шара, при этом некоторый малый объем оказывается за границей (рис. 1б).

- По сравнению с гравитационной задачей, целевое поле хорошо подбирается мало похожими моделями – так, например, при $\beta=1.5$ объем результирующей модели намного меньше целевой.

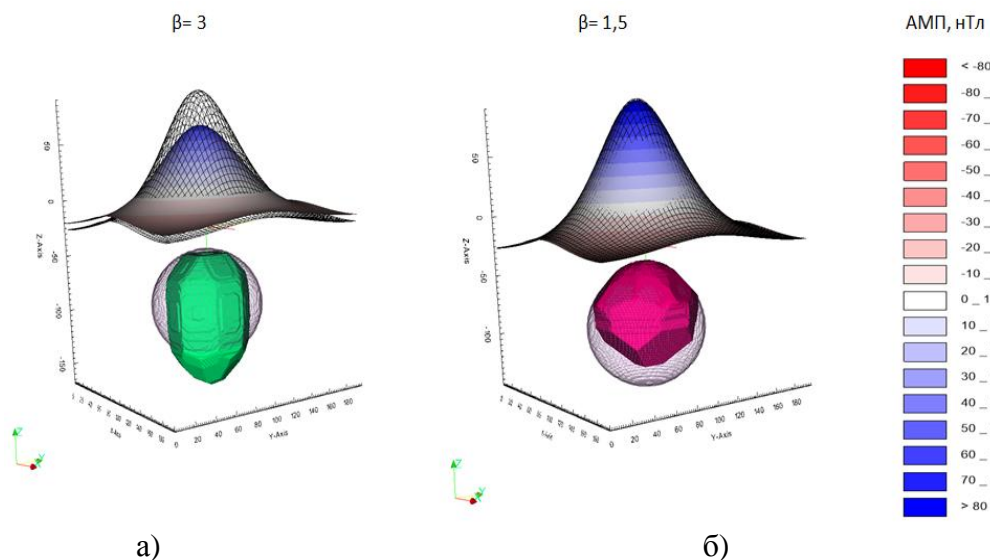


Рис. 2. Соответствие подобранных конфигураций аномалообразующего объекта (шар) и модельного тела (цветной объект), а также соответствующих магнитных полей на 100-й итерации эволюции модели при разных значениях параметров процедуры инверсии (β – приоритет подбора по глубине)

Для приоритета по окрестности (α) можно сделать следующий вывод: даже при малых значениях α ($\alpha=0.05$) результирующая модель является достаточно выпуклой, и дальнейшее увеличение значения незначительно влияет на результат.

Монтажный метод в реализации для решения магнитных задач был также апробирован в процессе определения параметров литосферного источника ассоциирующей с Гулинским массивом спутниковой аномалии магнитного поля [Maus et al, 2008; Андреев и др., 2021].

Для определения стартовых параметров объемного аномалообразующего тела сначала была подобрана двумерная магнитная модель, имеющая в сечении эллипс, вписанный в нижнюю кору выше уровня точки Кюри. Его 2D параметры, подобранные в модуле ГИС INTEGRO «Подбор комплексной модели», были использованы при выборе параметров стартовой 3D модели, которая, в свою очередь, представляла собой эллипсоид (рис. 3).

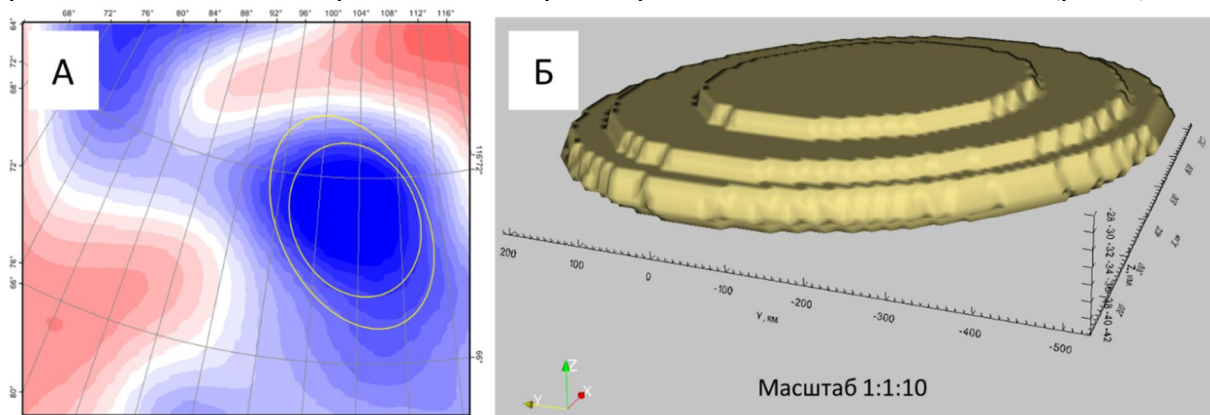


Рис. 3. Стартовая 3D модель (эллипсоид): в виде горизонтального сечения на фоне спутниковой аномального магнитного поля [Maus et al, 2008] (А) и в объеме (Б)

На следующем этапе решалась обратная задача магнитного поля с помощью монтажного метода. При этом подбирались оптимальные параметры приоритета по глубине и по окрестности: чтобы модель с увеличением невязки не «разваливалась» на несколько аномалообразующих тел и не уходила ниже точки Кюри. Финальная модель (рис. 4) удовлетворила наблюдаемому полю с невязкой $\pm 3,01$ нТл.

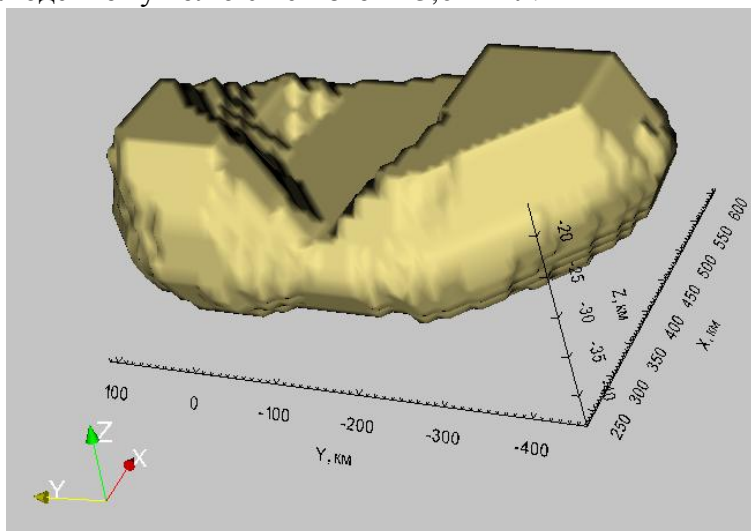


Рис. 4. Финальная модель литосферной аномалии. Масштаб 1:1:10

Полученные результаты могут стать основой для дальнейшего изучения истории магматической активности Сибирского суперплюма.

Применение монтажного метода для изучения распределения погребённых трапповых покровов ЕХРП

Основной задачей данной работы было применение монтажного метода 3D инверсии магнитного поля для изучения распределения погребённых под Mz осадками трапповых покровов центральной части Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП).

Для моделирования была использована высокочастотная составляющая аномального магнитного поля ($R_{\text{фильтрации}}=10$ км). Участок моделирования был ограничен предположительной территорией развития трапповых покровов (рис. 5).

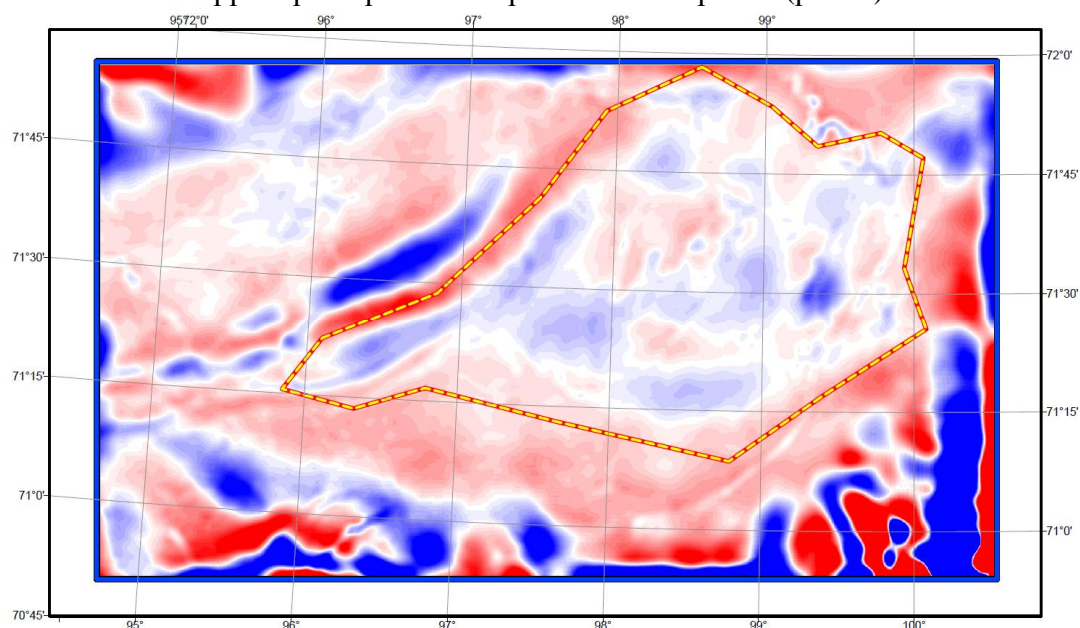


Рис. 5. Аномальное магнитное поле (ФВЧ 10 км) с нанесённым контуром распространения трапповых покровов

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Распределение трапповой толщи подбиралось между двумя структурными поверхностями: Ia (поверхность предюрского размыва) и A (подошва РЗ-Т1), а параметры приоритетов по глубине и окрестности были выбраны таким образом, чтобы толща предполагаемых траппов распределялась равномерно по глубине, не «прижимаясь» к какому-либо горизонту.

Результаты и выводы

Авторами работы было проведено тестирование программной реализации в ГИС INTEGRО монтажного метода решения 3D обратной задачи магнитного поля и выполнена валидация результатов его применения на синтетических магнитных данных. Проведена апробация метода в ходе решения практических задач количественной интерпретации данных спутниковых и региональных магнитных съемок. Оценена морфология глубинного источника крупнейшей литосферной аномалии Сибири, предположительно ассоциируемого с областью базификации низов коры в результате активности суперплюма в окрестностях Гулинского вулcano-плутона. Получены представления о распределении трапповых толщ, погребенных под Мз осадками центральной части ЕХРП. Проведенное исследование внесло определенный вклад в развитие новых способов и подходов к моделированию источников магнитных аномалий, являющегося важным инструментом изучения глубинного строения НГО и выявления структурно-вещественных особенностей ряда целевых объектов нефтегазового поиска.

Список литературы

1. Андреев В.С., Бисеркин И.А., Довыденко Г.М., Пиманова Н.Н., Слинчук Г.Е., Соколова Е.Ю., Спиридонов В.А., Широкова Т.П., Яковлев Д.В. Новые результаты геолого-геофизического изучения пермотриасовых магматических образований Енисей-Хатангского прогиба // Сборник научных трудов Международной научно-практической конференции «Новые идеи в геологии нефти и газа. Новая реальность-2021». Москва. С. 540-544
2. Балк П.И., Долгаль А.С. Аддитивные методы решения обратных задач гравиразведки и магниторазведки / П. И. Балк, А. С. Долгаль, М.: Научный мир, 2020. 456 с.
3. Мицын С. В., Большаков Е. М. Монтажный метод в ГИС INTEGRО и его использование для решения обратной гравитационной задачи // Геоинформатика. 2021. № 3. С. 36–47.
4. Широкова Т.П., Спиридонов И.В., Мицын С. В. Монтажный метод в ГИС INTEGRО для решения обратной задачи магнитного поля // Геоинформатика. 2022. №3. С. 30-38
5. Черемисина Е.Н., Финкельштейн М.Я., Деев К.В., Большаков Е.М. ГИС INTEGRО. Состояние и перспективы развития в условиях импортозамещения // Геология нефти и газа. – 2021. – № 3. – С.31–40. DOI 10.31087/0016-7894-2021-3-31-40.
6. Maus S., Yin F., Lühr H., Manoj C., Rother M., Rauberg J., Michaelis I., Stolle C., Müller R.D. Resolution of direction of oceanic magnetic lineations by the sixth-generation lithospheric magnetic field model from CHAMP satellite magnetic measurements // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2008, Vol. 9, Q07021.

УДК 550.8.052

Опыт составления сводных карт магнитного поля по данным наземных съемок и съемок БПЛА

*А.Ю. Юрчук¹, Н.М. Васькин¹,
В.А. Сапунов², Е.Д. Нархов², А.В. Сергеев²*
tyurka16@gmail.com

1 - ООО «ГЕПАРТ», Владивосток, Россия

2 - ФГАОУ ВО «Уральский федеральный университет имени первого президента России Б.Н. Ельцина», Екатеринбург, Россия

The article considers the experience of compiling a summary map of the magnetic field based on magnetic exploration data at the Chulbatkan field and its framing for two field seasons in 2020 and 2021. The geomagnetic field was measured on the ground survey profiles by the Overhauser MMPOS magnetometers. The low-altitude aeromagnetic survey was carried out with a similar device: POS-1aero Overhauser magnetometers (RES LAB QM UrFU, Yekaterinburg). The works are separated in time: was performed in different time (1-year difference), by different operator with another device without physical fixing of the pickets on the ground. A very high similarity of the results of these two surveys is shown. Such an approach to compiling summary maps makes it possible to obtain a high-quality geophysical basis for the development of geological projects.

В статье рассмотрен опыт составления сводной карты магнитного поля по данным магниторазведочных работ на месторождении Чульбаткан и его обрамлении за два полевых сезона 2020 и 2021 годов. Измерение геомагнитного поля на профилях наземной съемки выполнялась оверхаузовскими магнитометрами MMPOS [1]. Маловысотная аэромагнитная съемка выполнялась практически аналогичным приборами: оверхаузеровскими магнитометрами MMPOS - 1aero [2] («НИЛ КМ УрФУ» г. Екатеринбург). Работы разнесены во времени: работы выполнены с разницей в год по времени, другим оператором, другим прибором, без физического закрепления пикетов на местности. Показана очень высокая подобность результатов этих двух съемок. Подобный подход к составлению сводных карт позволяет получить высококачественную геофизическую основу для развития геологических проектов.

Регистрация модуля индуктивности геомагнитного поля на профилях наземной съемки выполнялась оверхаузовскими магнитометрами MMPOS («НИЛ КМ УрФУ» г. Екатеринбург, <https://fizteh.urfu.ru/magnetometer/>). Маловысотная аэромагнитная съемка выполнялась практически аналогичным прибором: оверхаузеровскими магнитометрами POS – 1aero («НИЛ КМ УрФУ» г. Екатеринбург).

Работы разнесены во времени: наземная съемка выполнена в летний период 2020 года, а маловысотная аэромагнитная съемка проводилась в 2021 году.

Перед началом площадных работ проведено сопоставление результатов наземной магниторазведки и маловысотной аэромагнитной съемки по отдельным профилям (Рис.3.1.)

Выполнен анализ изменения интенсивности и характера магнитного поля, полученного по наземной съемке в 2020 году (Рис. 3.1), с увеличением высоты пересчета в верх от земной поверхности.

Магнитное поле от земной поверхности было пересчитано в верх на 25 м и на 50 м. Интенсивность и характер магнитного на этих высотах отражают теоретически возможное поле на этих высотах для фактической геологической среды – фактических источников локальных аномалий.

Вывод: Интенсивность и морфология магнитного поля, для высот пересчета на 25 м и 50 м, имеют сглаженный характер и не значительно отличаются друг от друга, при контрастной разнице с магнитным полем на уровне земной поверхности (Рис. 3.1).

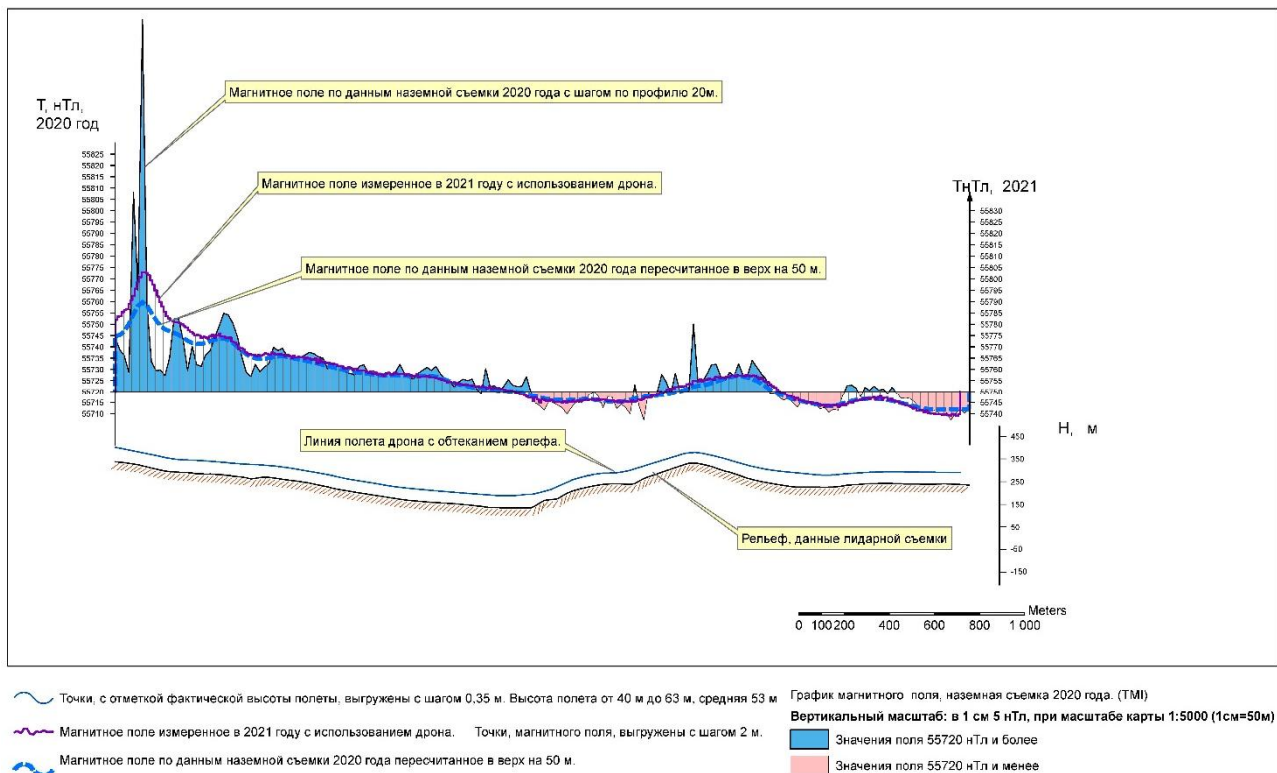


Рис. 3.1. Оценка сопоставимости наземных данных и маловысотной аэромагнитной съемки по профилю №273.

Разница между измерениями с БПЛА 2021-го года и расчётными данными, основанными на измерениях наземной съемки 2020-го года составляет 38,3 нТл. Согласно модели международного геомагнитного аналитического поля IGRF [3], изменение (т.н. «вековой ход») модуля геомагнитного поля с 2020 по 2021 год в области съемки (N 52°48' E 138°42', высота над уровнем моря ~300 м) составляет 36,1 нТл.

После учета систематической погрешности, величина расхождения между результатом наземной съемки 2020 года, пересчитанной в верх на 50 м и измерениями на высоте 53 м (фактическая высота полета от 40 и до 63 м) с использованием дрона, составила от -8.091 нТл до +5.739 нТл, со средним -0.001 нТл, или, величина среднеквадратической погрешности (СКП) двойных измерений составляет $\pm 1,63$ нТл [4].

Вывод: для построения сводной карты за 2020 – 2021 годы, наземная съемка пересчитывалась в верхнее полупространство на 50 м, после чего поле приводилось к одному уровню по перекрытиям площадей.

Показательным является пример сопоставления наземной съемки с маловысотной аэромагнитной съемки на примере месторождения золота Чульбаткан (Рис. 3.2, 3.3). Если оценить разницу (Рис. 3.3) по величине среднеквадратической погрешности (СКП) двойных измерений, мы получим величину ± 4.59 нТл. Эта величина свидетельствует об очень высокой подобности результатов этих двух съемок: с разницей в год по времени, другим оператором, другим прибором, без физического закрепления пикетов на местности.

Если смотреть на ситуацию в порядке изменения характера магнитного поля: наземная съемка → пересчет в верх на 50 м результата наземной съемки (Рис. 3.2), пересчет в верх на 50 м результата наземной съемки → результат маловысотной аэромагнитной съемки (Рис. 3.3), отчетливо видна потеря детальности. Основные положительные локальные аномалии и площадные поля, приобретая более сглаженный характер, все же имеют хорошую сопоставимость. Но даже при пересчете в верх на 50м, видно, как теряются линейные аномалии низкой интенсивности, а на карте маловысотной аэромагнитной съемки происходит еще большая генерализация магнитного поля. С точки зрения отражения

основных структурных элементов месторождения северо-восточного простирания, в том числе и рудоконтролирующий Чульбатской разлом, достаточно уверенно читаются на всех вариантах карт. Тектонические нарушения северо-западного простирания, которые влияют на блокировку рудных тел в пределах месторождения, картируются только в поле по данным наземной съемки. На месторождении выделяются золотоносные метасоматиты, представленные березитами, вмещающими зоны микроштокверковой пирит-карбонат-кварцевой минерализации, которые находятся в различных сочетаниях и соотношениях в составе рудных тел [7]. Рудовмещающие метасоматиты картируются низким магнитным полем, границы которого (градиенты) с высокой степенью детальности описывают проекцию рудных тел на дневную поверхность. В результате пересчета в верх на 50 м, общая конфигурация «отрицательной» аномалии еще сохраняется, но на данных маловысотной аэромагнитной съемки этого поля практически нет.

Сводная карта имеет более значительное разрешение, соответственно намного лучшую детальность отражения геологического строения в магнитном поле относительно карты магнитного поля по данным аэромагнитной съемки [6].

Подобный подход к составлению сводных карт для увязки карт разных лет, разного объема по площади и изученности рудного объекта и его обрамления позволяет получить высококачественную геофизическую основу для развития геологических проектов на площадях размером десятки – первые сотни квадратных километров, т.е. объектов ранга рудного поля – рудного узла. Изучение объектов ранга рудного месторождения – рудного поля, размером преимущественно квадратные километры, желательно все же изучать наземной магниторазведкой, добиваясь повышенной чувствительности, соответственно высокой детальности изучения рудного объекта.

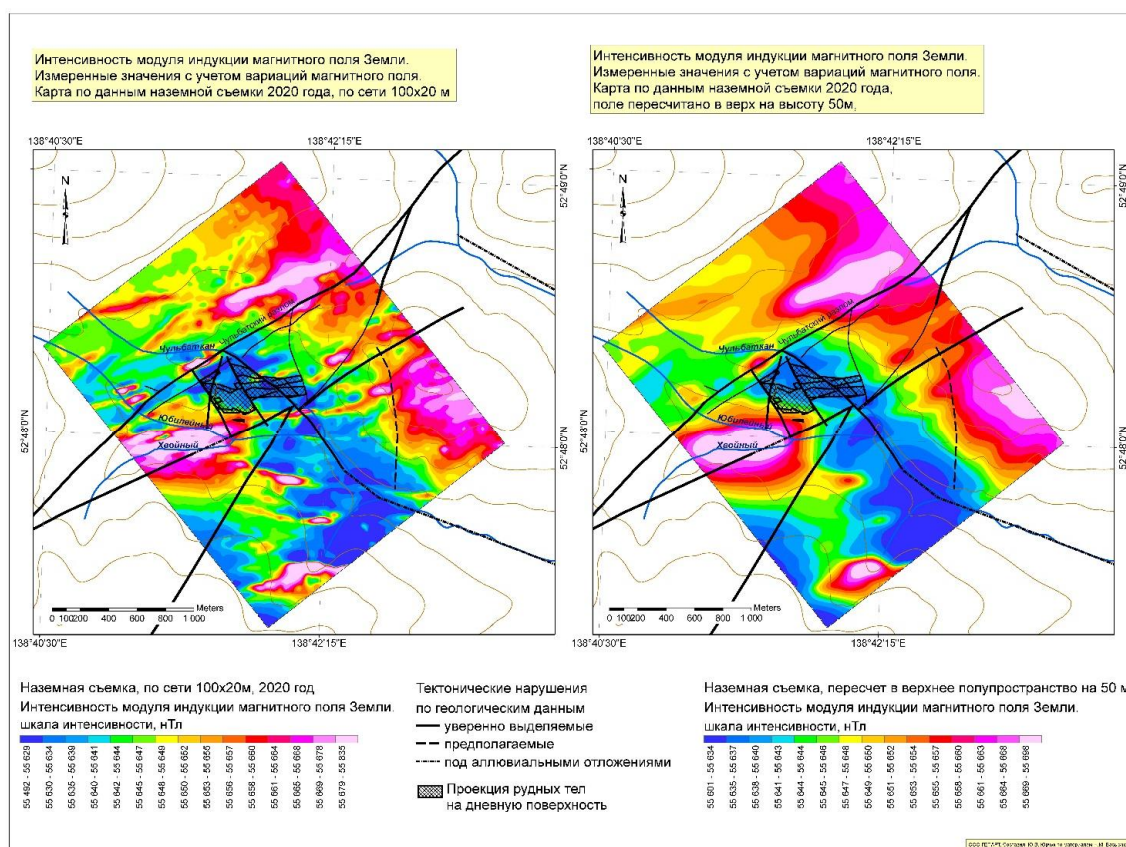


Рис. 3.2. Сопоставление результатов наземной съемки на уровне поверхности и пересчитанной вверх на 50м.

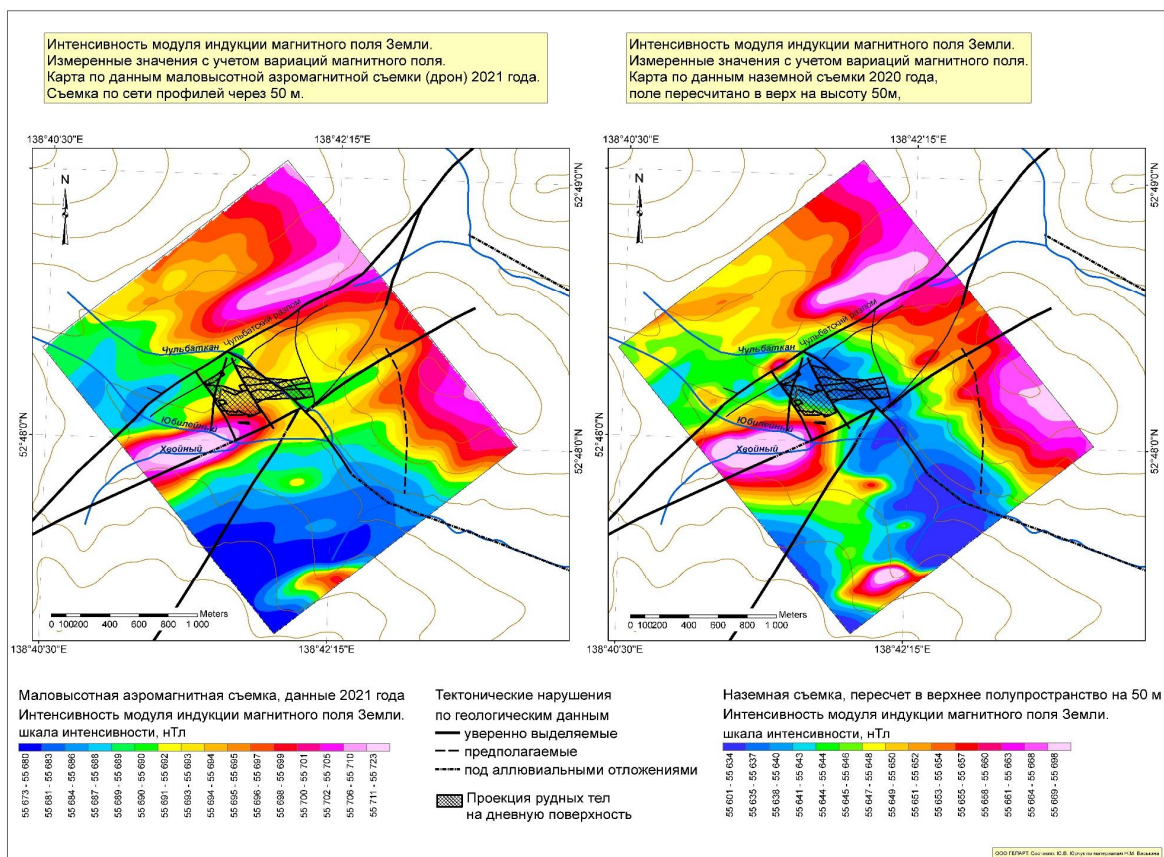


Рис. 3.3. Сопоставление результатов маловысотной аэромагнитной съемки с наземной съемкой, пересчитанной вверх на 50м.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. E.D. Narkhov, L.A. Muravyev, A.V. Sergeev, A.L. Fedorov, A.Yu. Denisov, A.A. Shirokov and V.A. Sapunov, "Applications of modern high-precision Overhauser magnetometers", AIP Conference Proceedings **1886**, 020075 (2017)
2. Narkhov E, Sapunov V, Denisov A, Sergeev A, Fedorov A, Shirokov A, Ushakov V., Kozlova I, Muravyov L. Universal aero-ground overhauser magnetometer- gradiometer. POS-2Aero vertical gradiometer testing with DJI-600Pro drone. В 27th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Held at Near Surface Geoscience Conference and Exhibition 2021, NSG 2021.
3. Интернет ресурс: <https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/igrf/point/index.html> (Дата обращения: 23.11.2022)
4. Инструкция по магниторазведке. Л., Недра, 1981.
5. Кайдалов В.А. и др. Отчет Херпучинской партии по групповой геологической съемке масштаба 1:50 000, проведенной в междуречье Амгунь-Бичи на листах N-54-110-А, Б, в, г, В, Г; N-54-111-В; N-54-122-А, Б, Г; N-54-123-А, В в 1981-1986 гг.; ХТГФ, №20811.
6. КАЛМЫКОВ Б.А. ЛЕВИН Ф.Д. и др. * ОТЧЕТ о результатах работ «Выполнение комплексной аэрогеофизической (аэромагнитной, аэроэлектроразведочной, аэрогамма-спектрометрической) съемки масштаба 1:50 000 листов L-53-XXXII, K-53-II, N-54-XXV, XXXI (Хорская площадь) (1-2 этапы)» (в рамках объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ» «Проведение в 2017-2019 году региональных геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 на группу листов в пределах Дальневосточного ФО (Южные районы)»
7. ТИМОЩУК А.В., ЧЕБОТАРЕВА В.Н., ВУРСИЙ Г.Л. и др. Технико-экономическое обоснование параметров временных разведочных кондиций месторождения Чульбаткан и подсчет запасов золота по результатам поисковых и оценочных работ на рудное золото на Чульбатканской площади в 2012-2016г.г. (по состоянию на 01.10.2016 г.г.)

УДК 550.312, 550.389

Методика прогноза участков перспективных на УВ по комплексу геофизических полей (гравитационное и волновое) в малоизученных районах Восточной Сибири

Н.Н. Яицкий

n.yaickiy@nedra.gazprom.ru

Филиал «Газпром недра НТЦ» ООО «Газпром недра», Тюмень, РФ

Annotation

At the regional stage of work within Eastern Siberia, the structural plan is refined from the beginning. To solve structural geological problems using gravity data, a correlation method for field separation is proposed. After that, they proceed to the forecast of productivity based on gravity data based on wells. Based on the results of this forecast, promising areas for hydrocarbons are identified. In the case of positive drilling results, this may lead to the discovery of new oil and gas fields in little-studied areas of Eastern Siberia (Krasnoyarsk Territory, Irkutsk Region, Yakutia). At the second stage of work, within the promising zones identified at the first stage, a forecast is made for specific hydrocarbon deposits. The results of the forecast of the first stage of work will be taken as a basis, refined and detailed. When forecasting oil and gas deposits, the results of areal CDP SR are taken as the basis, and the magnetic and gravitational fields play an auxiliary role.

Прогнозирование нефтегазоносности на первой региональной стадии работ с целью районирования земель Восточной Сибири (Красноярский край, Иркутская область, Якутия) по степени их перспективности позволит сосредоточить дальнейшие работы на наиболее важных направлениях, значительно сократить время на выявление первоочередных объектов для постановки поисковых работ, а также повысит надежность прогноза нефтегазоносности. Последовательность работ при прогнозе нефтегазоносности по комплексу полей на региональном этапе исследований иллюстрируется рисунком 1.

На первой стадии, за основу прогноза взяты потенциальные поля, региональные структурные карты, дневной рельеф и толщины основных геологических комплексов. Принципиальная возможность прогноза продуктивности отложений по потенциальным полям доказана в ряде работ [2-10]. В настоящее время накоплен значительный опыт поисков залежей нефти и газа по различным геофизическим методам (гравиразведка, магниторазведка, электроразведка и др.).

При поисках залежей УВ особенно часто используется гравитационное поле. В пределах залежей УВС гравитационное поле характеризуется понижением значений, что обусловлено целым рядом причин и факторов. Некоторые из них доказаны опытным путем, другие являются рабочими гипотезами, в той или иной степени обоснованными, но все они свидетельствуют о наличии локального минимума в гравитационном поле в пределах месторождений нефти и газа. Сложность заключается в определении величины локального понижения, обусловленной залежами УВ, а также в оценке вклада каждой конкретной залежи.

Наличие нефти и газа приводит к уменьшению плотности ($\sigma_{эф}$ в объеме залежи по отношению к водоносной части коллектора). Значения $\sigma_{эф}$ определяются следующими факторами: различием плотностей нефти, газа и законтурной воды, заполняющей поры, а также степенью эпигенетических преобразований коллектора. Значение $\sigma_{эф}$ за счет первого фактора для нефтяных месторождений находится в пределах от 0,05 до 0,10 г/см³, а для газовых месторождений от 0,05 до 0,15/28/.

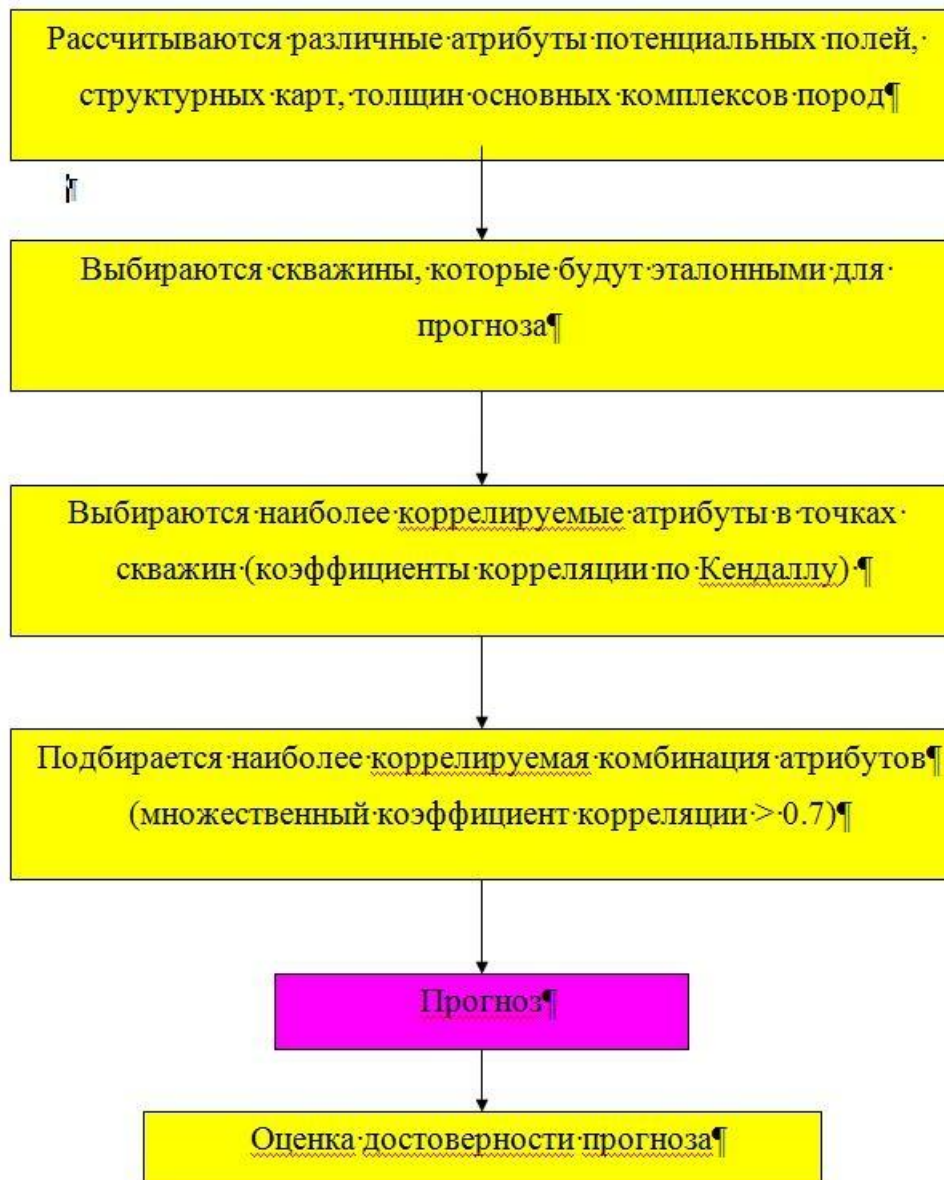


Рис. 1 Схема прогноза участков перспективных на УВ на региональном этапе работ

Кроме того, как показали специально проведенные исследования [28, 29], газовые залежи суммарной толщиной больше 100 метров дают значительный плотностной эффект ($\Delta\sigma=0,15$, расчетная остаточная аномалия от 1,2 до 1,5 мГал). Нефтяные залежи дают меньший эффект ($\Delta\sigma$ изменяется от 0,05 до 0,08, расчетная остаточная аномалия от 0,1 до 0,7 мГал). Данный факт свидетельствует о том, что многозалежные месторождения дают значимый суммарный эффект в гравитационном поле. З.М. Слепак [4, 5] в качестве причины значительной величины понижения гравитационного поля над месторождениями нефти и газа предполагает суперпозицию влияния от залежей УВ и латерального изменения плотности на структурах и перекрывающих ее толщах. Однако прямой гравитационный эффект от залежей УВ обычно недостаточен для уверенного их картирования.

Гравитационное и магнитное поля в виде гридов загружаются в программу Certanty ИС Пангея®. Туда также загружаются основные структурные поверхности и толщины нефтегазоносных комплексов. В программе Certanty производится расчет различных атрибутов потенциальных полей (локальные с различными радиусами, первые и вторые производные и др.). С толщинами, структурными поверхностями и дневным рельефом производились те же преобразования. Преобразования исходных карт осуществлялись с

целью расширения признаков пространства и улучшения соотношения сигнал/помеха для наиболее полного извлечения полезной информации при комплексной интерпретации. Вычисления производились в квадратном скользящем окне с различными радиусами (от 3 до 33 км) и получаемый результат относится к центру окна. По характеру получаемой информации и применяемому математическому аппарату преобразования делятся на несколько групп.

После расчета различных преобразований производился прогноз на основе теории регрессионного анализа прогнозируемых параметров со скважин-эталонов на сопредельную площадь. Прогнозирование проведено с использованием карт-признаков потенциальных полей, дневного рельефа, структурных построений, толщин основных толщ и их трансформаций, с привлечением в качестве эталонов для обучения скважин, как продуктивных, так и без наличия углеводородов.

Предварительно, на основании вычисления ранговых коэффициентов корреляции, производится оценка связи между признаками и параметрами об отсутствии или наличии УВС в скважинах. Анализ получаемых коэффициентов корреляции дает возможность сделать определенные выводы о пригодности того или иного признака для прогнозирования продуктивности. Из признаков с максимальными значениями коэффициентом корреляции, с помощью программы Хелвига ИС Пангея®, составляются оптимальные комбинации, которые в дальнейшем используются непосредственно для прогноза степени продуктивности исследуемой территории.

На втором этапе работ в пределах перспективных зон, выделенных на первой стадии, производится прогноз конкретных залежей УВ. Результаты прогноза первой стадии работ берутся за основу, уточняются и детализируются. При прогнозе залежей нефти и газа за основу берутся результаты площадных СР МОГТ, а магнитное и гравитационное поля играют вспомогательную роль. При интерпретации сейсморазведочных данных применяются программы, производящие сложные преобразования временных полей с выходом на прогноз параметров залежей УВ. При комплексировании геолого-геофизических данных на втором этапе работ извлекаются проявления залежей нефти и газа в каждом из привлекаемых геофизических полей. Сложение слабых сигналов, связанных с наличием УВС в каждом из геофизических полей позволит более точно решить поставленную задачу прогноза и определить характеристики залежей нефти и газа. Надежность интерпретации возрастает, если сходятся данные независимых методов, основанных на измерениях различных геофизических полей. Используется также полный комплекс ГИС.

В системе Пангея® выполняются процедуры сейсмической конверсии. Данный подход опробован на многих месторождениях России и был рекомендован ГКЗ РФ для подготовки моделей залежей при подсчете запасов УВ промышленных категорий [1, 11]. Данная методика опробована в Восточной Сибири в Иркутской области [6]. В целом полученный результат в пределах Ковыктинского ГКМ свидетельствует о надежности прогноза газонасыщенных толщин с использованием конверсии временных разрезов в псевдокаротажные в Восточной Сибири, поэтому данная методика на втором этапе работ применялась для прогноза залежей УВ в Якутии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Колесов В.В., Смирнов О.А., Захарова Г.А., Недосекин А.С. Конверсия сейсмических данных в псевдокаротаж вместо акустической инверсии // Эффективность использования данных геофизических исследований при обосновании модели залежи углеводородов и определении параметров для подсчета запасов нефти и газа (тезисы. геофизич. науч.-практич. конфер.). – Тюмень, 2006. – С. 123-124.
2. Комплексирование методов разведочной геофизики (справочник геофизика) /Под ред. В.В. Бродового, А.А. Никитина. – М.: Недра, 1984. – 384 с.

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

3. Михайлов И.Н. и др. Методические рекомендации по гравиметрическому обнаружению и оконтуриванию залежей нефти и газа (методика ГОНГ). – М.: ВНИИгеофизика, 1987. – 30 с.
4. Слепак З.М. Применение гравиразведки для изучения нефтегазоносных структур. – М.: Недра, 1980. 112 с
5. Слепак З.М. Применение гравиразведки при поисках нефтегазоносных структур. – М.: Недра, 1989. 112 с
6. Смирнов А.С., Горлов И.В., Яицкий Н.Н., Горский О.М., Игнатъев С.Ф., Поспеев А. В., Вахромеев А.Г. Агафонов Ю. А., Буддо Н. В. Интеграция геолого-геофизических данных – путь к созданию достоверной модели Ковыктинского газоконденсатного месторождения // Геология нефти и газа – М. 2016 -№2- С 56-66.
7. Смирнов В.Г. Аномалии гравитационного и магнитного полей как поисковые критерии структур чехла Западно-Сибирской плиты (в границах Тюменской области)./ Геофизические методы в изучении геологического строения и разведке месторождений нефти и газа Тюменской области. М.: Недра, 1970. – С. 3-10. //Труды ЗапСибНИГНИ, вып.17.
8. Справочник геофизика. Магниторазведка /Под ред. Е.Н. Никитского, Ю.С. Глебовского. – М.: Недра, 1990.
9. Яицкий Н.Н. Прогноз газонасыщенных и нефтегазонасыщенных толщин по комплексу геофизических полей на Ен-Яхинском месторождении с помощью интерпретационной системы ПАНГЕЯ // Геолого-промысловое и технико-экономическое обоснование разработки газовых и газоконденсатных месторождений Западной Сибири (сборник научных трудов). – С-Петербург: Недра , 2007. – С. 58-64.
10. Яицкий Н.Н. Использование в ООО «ТюменНИИгипрогаз» ИС Пангея с целью интегрированного анализа геолого-геофизических данных для уточнения геологического строения и нефтегазоносности районов Западной Сибири //Международная конференция геофизиков и геологов (тезисы докл.). – Тюмень, 2007. – С. 111-112.
11. Яицкий Н.Н., Крекнин С.Г. Прогноз продуктивности отложений васюганской свиты и пластов ПК19-20 в пределах Восточно-Тэрельского ЛУ с использованием ИС Пангея // Горные ведомости. – Тюмень, 2006. – № 9. – С. 52-59.

Оглавление

Александров П.Н. "Теоретическое обоснование пассивной сейсморазведки"	4
Александров П.Н., Кризский В.Н. "Обратная задача сейсморазведки анизотропных диспергирующих сред в линейной постановке"	7
Антонов Ю.В. "Колебания неприливных сейсмогравитационных пульсаций"	12
Антонова И.Ю. "Антонову Юрию Васильевичу – 85 лет"	17
Арсанукаев З.З. "Подавление высокочастотной помехи с использованием технологии "GrAnM""	20
Асосков А.Е., Сенчина Н.П. "Методологические аспекты оценки смещений, вызванных сдвиговыми деформациями, по данным потенциальных полей"	23
Бабаянц П.С., Бровкин Г.И., Контарович О.Р., Трусов А.А. "Современная аэрогравиметрия в России: состояние, проблемы, перспективы развития"	28
Багиров Э.М., Исмаилова А.Т. "Оценка гравитационно-деформированного состояния геологической среды сейсмогенных зон"	32
Батов А.В., Гудкова Т.В. "Вариации толщины коры Венеры для различных реологических моделей планеты"	37
Белов А.П., Ерохин А.М. С., Лобанов А.М., Мухаметзянов А.Р. "Некоторые аспекты изучения низкочастотных колебаний гравиметра ГНУ-КВ для решения ряда геофизических задач"	41
Березнева С.И. "Использование вертикальных производных силы тяжести при построении плотностных моделей верхней коры (Воронежский кристаллический массив)"	45
Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. "Комплексные геолого-геофизические исследования подводного вулкана б.3 (Курильская островная дуга)"	48
Большакова Н.В., Сенчина Н.П., Григорьев Г.К. "Геотектоническое моделирование нефтегазоперспективных структур северной части Охотоморского региона с использованием алгоритмов «распознавания образов»"	53
Боронин И.А., Гудкова Т.В. "Метод Монте-Карло для решения нелинейных обратных задач планетарной геофизики"	58
Бызов Д.Д., Мартышко П.С., Черноскутов А.И. "Об интерпретации гравитационных данных, измеренных на рельефе"	61
Бычков С.Г. "К вопросу о вычислении поправок за промежуточный слой и рельеф в гравиразведке"	66
Бычков С.Г., Простолупов Г.В., Щербинина Г.П. "Вектор Владимира Марковича Новоселицкого"	70
Бычков С.Г., Симанов А.А., Хохлова В.В. "Контроль динамики развития разуплотненных зон на основе повторных гравиметрических исследований"	74
Ван Сяолун "Разработка технологии диагностики технического состояния внутритрубного защитного покрытия промысловых труб нефтяных месторождений"	78
Вельтистова О.М., Мотрюк Е.Н., Маракова И.А., Сабельников М.Ю. "Анализ геолого-геофизических данных северного сегмента Верхнепечорской впадины с целью прогноза нефтегазоносности"	83

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Виноградов В.Б. "Совместное истолкование гравитационного и магнитного полей монтажным методом при наличии нескольких источников полей"	88
Воронова Т.А., Муравина О.М., Глазнев В.Н., Терентьев Р.А., Антонова И.Ю. "Результаты 3D плотностного моделирования верхней коры в области сочленения Лосевского и Воронцовского террейнов (Воронежский кристаллический массив)"	93
Глазнев В.Н., Муравина О.М., Раевский А.Б. "Аппроксимационный оператор обратной задачи гравиметрии для горизонтального слоя"	98
Гласко Ю.В. "Определение местоположения области-источника для системы инкапсулированных 3D областей"	102
Глушкова Т.А., Богомазов В.А., Мазур С.В., Сычев В.М., Талалай А.Г. "Метрологические основы измерений магнитных величин"	107
Городницкий А.М, Иваненко А.Н, Шишкина Н.А. "Магнитное моделирование и геомагнитное строение океанической коры"	112
Горшков В.Ю. "Определение различий установок электротомографии для инженерных изысканий"	117
Горшков В.Ю., Давыдов В.А., Федорова О.И. "Оценка состояния грунтовой плотины комплексом геофизических методов"	121
Давыденко А.Ю. "Каскадная инверсия данных гравиразведки и магниторазведки"	126
Долгаль А.С. "Гравиметрия и магнитометрия: трансформации геопотенциальных полей (презентация учебного пособия)"	132
Долгаль А.С., Костицын В.И., Пугин А.В., Хохлова В.В. "Модели Земли при трансформации региональных гравитационных аномалий"	137
Дробышев М.Н., Конешов В.Н., Малышева Д.А. "Применение сейсмической информации в постобработке гравиметрических данных"	142
Ермолин Е.Ю., Калинина А.Е. "Преимущества наземной магнитной съемки перед БПЛА при поисках золотоносных кварцевых жил в Якутии"	145
Ермолин Е.Ю., Мелешкина Д.А., Угрюмов И.А. "Сопоставление результатов опытно-методических работ по магниторазведке в наземной и БПЛА технологиях"	150
Ермолин Е.Ю., Мельников А.В., Григорьев Г.К. "Оптимизация наземной геофизики для поиска кварцевых золотоносных жил в республике Саха (Якутия)"	155
Ермолин Е.Ю., Шлыков А.А., Сапунов Д.В., Ушаков Д.Е. "Использование CSAMT для получения данных в мертвом диапазоне АМТЗ на примере эксперимента на полигоне Гранит"	160
Зотов Л.В., Барина С.А., Гаража И.А. "Регуляризованный фильтр Калмана в приложении к Чандлеровскому движению полюса"	165
Иголкина Г.В. "Магнитометрические исследования Тырныаузской глубокой опорной скважины"	170
Исламгалиев Д.В. "Программные комплексы для восстановления адсорбционного потенциала при интерпретации данных методом спонтанной поляризации"	174
Калинин Д.Ф. "Ф.М.Гольцман и Т.Б.Калинина - сподвижники развития информационно-статистической теории и методов интерпретации геофизических данных"	178

49-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 2023 г.

Каплун В.Б., Бронников А.К. "Особенности проявления берегового эффекта при магнитотеллурических зондированиях в Приморье (Дальний Восток) "	183
Конанова Н.В. "Модели глубинного строения в районе локальных гравитационных аномалий на северо-восточной окраине Волго-Уральской антеклизы"	187
Кризский В.Н., Александров П.Н. "Обратная задача геоэлектрики кусочно-постоянных изотропных сред на основе граничных интегральных уравнений "	192
Кузин А.В., Зырянова Е.С. "Геоэлектрические параметры мерзлых пород Западной Сибири"	196
Кузьмичев О.Б., Газизов Р.К. "Автоматизированная интерпретация данных электрического и электромагнитного каротажа для глинистых терригенных коллекторов Западной Сибири"	201
Лыгин И.В., Чепиго Л.С., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М., Булычев А.А. "Систематизация подходов создания оптимальных геологических решений при интерактивном геоплотностном и геомагнитном моделировании"	206
Макеев С.М. "Геофизический подход к решению "безнадежных" геохимических задач (на примере прогноза золоторудного объекта орогенного типа)"	211
Мартышко П.С. "Фундаментальный вклад Александра Вениаминовича Цирульского в теорию интерпретации геофизических полей"	216
Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. "Краевые задачи теории потенциала и методика комплексирования геофизических полей"	219
Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г., Колмогорова В.В. "О построении плотностных моделей земной коры на основе параллельных алгоритмов решения обратных задач гравиметрии"	225
Мартышко П.С., Цидаев А.Г., Ладовский И.В. "Методика уточнения зависимости «скорость-плотность» для разрезов с блочной мантией"	229
Марченко А.К. Картирование Могдинского палеовулкана по результатам полуколичественного анализа площадных аэромагнитных данных	232
Медведев Н.О., Сенчина Н.П., Буданов Л.М., Триколиди Г.Ю. "Обоснование применимости наледной гравиметрии для поиска палеодолин в восточной части Финского залива"	234
Меженев М.Е., Панфилов Г.П., Ефремовцев Н.Н., Зайцев Д.В., Панфилов П.Е. "Особенности трещин, возникающих в магматических горных породах при взрыве"	237
Мингалева Т.А., Сенчина Н.П. "Возможности использования RGB-синтеза для решения задач качественной интерпретации геофизических данных"	241
Михайлов В.О., Diament M., Тимошкина Е.П., Смирнов В.Б., Хайретдинов С.А. "Комплексная интерпретация временных вариаций гравитационного поля и GPS данных в области землетрясения в Кокосовой котловине (бассейн Вартон) 11.04.2012"	245
Михайлов П.С., Конешов В.Н. "Глобальные модели гравитационного поля Земли. Актуальные оценки точности и разрешающей способности"	252
Михайлов П.С., Погорелов В.В., Лиходеев Д.В., Преснов Д.А., Передерин Ф.В. "Экспериментальная оценка моделей геоида в Арктике по данным ГНСС - измерений"	255
Мишенин С.Г., Микоев И.И., Денисова А.А., Утюпин Ю.В. "Электроразведочные методы в комплексе алмазопроисковых работ и их применение в различных поисковых	257

обстановках"	
Мотрюк Е.Н., Вельтистова О.М. "Кремс Андрей Яковлевич – геолог севера и юга, педагог"	262
Муравина О.М., Глазнев В.Н., Воронова Т.А. "Технология создания детальных трехмерных плотностных моделей верхней коры крупных блоков Воронежского кристаллического массива"	266
Муравина О.М., Пономаренко И.А. "Опыт применение метода группового учета аргументов для анализа геолого-геофизической информации"	269
Натяганов В.Л. "Триггеры опасных явлений природы, причины образования и механизмы функционирования сейсмических гвоздей"	274
Новикова П.Н. "Прогнозирование магнитных вариаций методами машинного обучения"	279
Носырев М.Ю., Диденко А.Н., Гильманова Г.З. "Геофизические характеристики малоглубинных интрузий в золоторудных узлах юга Дальнего Востока России"	283
Овчаренко А.В., Березина С.В. "Волновая деформационная модель Земли"	286
Огаджанов В.А., Волкова Е.Н., Жданова Е.Н. "К вопросу о геологической природе гравитационных и магнитных аномалий Поволжского региона"	291
Петров А.В. "Технологии скользящих окон в задачах интерпретационной обработки геолого-геофизической информации методами вероятностно-статистического подхода"	294
Пиманова Н.Н. "Глубинное строение юго-восточной части Виллюйской синеклизы по результатам интерпретации комплексных геолого-геофизических работ"	298
Порохина Е.А., Сенчина Н.П., Медведев Н.О. "Картирование палеодолин в окрестностях Санкт-Петербурга и восточной части Финского залива геофизическими методами"	303
Простолупов Г.В. "Применение векторного метода трансформации гравитационного поля в районе интенсивной соляно-купольной тектоники"	308
Ратушняк А.Н., Коноплин А.Д. "Способ измерения полуосей полного эллипса поляризации магнитного поля"	312
Рублев А.Л., Федорова Н.В. "Объемные модели базит-ультрабазитовых поясов и массивов северной части Южного Урала"	315
Рыжова Д.А. "Гетерогенное строение литосферы Африкано-Антарктического сектора Южного океана на основе анализа потенциальных полей"	317
Сальников А.М., Батов А.В., Степанова И.Э., Гудкова Т.В. "Результаты аналитического продолжения магнитного поля Марса с орбиты в сторону источников "	322
Сенчина Н.П., Воронцова Н.И., Сигида В.И., Порохина Е.А. "Применение визуализатора магнитного поля для идентификации магнитных минералов в образцах горных пород"	325
Сидоров Д.А. "Петромагнитная характеристика горных пород доюрского основания Западной Сибири"	330
Слепак З.М. "Геофизические исследования для сохранения строений и сооружений"	335
Сметанин А.В., Марченко А.К. "Полуколичественная интерпретация площадных гра-	340

витационных и магнитных аномалий"	
Соколова Е.Ю., Куприянов И.С., Большаков Е.М. "Вклад данных МТЗ в построение комплексных геолого-геофизических моделей нефтегазовых областей Восточной Сибири"	342
Соколова Е.Ю., Маршалко Е.Е., Куприянов И.С., Епишкин Д.В., Слинчук Г.Е., Яковлев Д.В. "Использование геоэлектрических моделей земной коры при оценке негативных воздействий аномалий космической погоды: Арктический пояс РФ, ЕХРП"	345
Спичак В.В., Ненюкова А.И. "Комплексный анализ петрофизических, теплофизических и фильтрационно-емкостных свойств пород в геотермальной зоне Сульц-су-Форе (Франция)"	349
Степанова И.Э., Гудкова Т.В., Сальников А.М., Батов А.В. "Зависящие от времени аналитические модели магнитного поля Марса"	353
Стогний В.В., Стогний Г.А. "Центральный и восточный сегменты большого Кавказа: проблема границы"	357
Фернандес А.К. "Стандартная деконволюция Эйлера при выделении контактов соляных куполов в Предуральском прогибе по гравиметрическим данным"	361
Филатов В.В., Болотнова Л.А., Вандышева К.В. "Опыт картирования эпицентральной зоны подземного ядерного взрыва с помощью гравиразведки"	365
Халиулин И.И. "Некоторые аспекты полевых электроразведочных работ, применяемых при поиске месторождений нефти и газа в Восточной Сибири"	370
Хасанов И.М., Ткачев А.В., Макарова Д.В. "Геофизические особенности Павликовского золоторудного месторождения Омчакского рудного узла (Яно-Колымская металлогеническая система)"	373
Христенко Л.А., Степанов Ю.И. "Комплексная интерпретация результатов электрометрических наблюдений (на примере Верхнекамского месторождения солей)"	378
Чердынцев С.Н. "Применение комплекса сейсмоэлектрического каротажа на нефтяных месторождениях Оренбургской области"	383
Шаткевич С.Ю., Сенчина Н.П., Порохина Е.А., Сигида В.И., Ширяев В.Д. "Экспонаты музея рудной геофизики (грави- и магниторазведочная аппаратура) "	389
U. Schattner, A. Segev, V. Mikhailov, M. Rybakov, V. Lyakhovsky "Detailed Regional Magnetic Mapping on a Bike: A Case Study from Northern Israel"	393
Шелихов А.П. "Новый опыт определения переменной плотности промежуточного слоя по результатам высокоточных гравиметрических работ"	397
Шестаков А.Ф. "О методе сопротивлений на переменном токе с применением установки Шлюмберже"	402
Шимелевич М.И., Оборнев Е.А., Родионов Е.А., Оборнев И.Е. "Повышение эффективности нейросетевого метода с использованием глубоких сетей сверточного типа при решении обратных задач геоэлектрики"	407
Широкова Т.П., Мицын С.В., Спиридонов И.В., Соколова Е.Ю. "Применение монтажного метода 3D инверсии магнитного поля для изучения распределения погребенных траптовых покровов ЕХРП"	409
Юрчук А.Ю., Сапунов В.А., Нархов Е.Д., Сергеев А.В., Васькин Н.М. "Опыт составления сводных карт магнитного поля по данным наземных съемок и съемок БПЛА"	414

Яицкий Н.Н. "Методика прогноза участков перспективных на УВ по комплексу геофизических полей (гравитационное и волновое) в малоизученных районах Восточной Сибири"	418
--	-----

Научное издание

**ВОПРОСЫ ТЕОРИИ И ПРАКТИКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ГРАВИТАЦИОННЫХ, МАГНИТНЫХ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ
ПОЛЕЙ**

**49-я сессия Международного семинара
им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова**

Материалы конференции

*Рекомендовано к изданию ученым советом
Института геофизики*

Редактор Мартышко П.С.
Компьютерная верстка Рублев А.Л.

620016 Екатеринбург, ул. Амундсена, 100
Институт геофизики УрО РАН