

DOI: 10.25558/VOSTNII.2022.64.46.002

УДК 622.822.2: 622.271: 519.6

© Д.Ю. Сирота, В.В. Иванов, В.В. Семенцов, 2022

Д.Ю. СИРОТА

канд. техн. наук,

доцент

КузГТУ, г. Кемерово

e-mail: dmsirota@yandex.ru



В.В. ИВАНОВ

д-р техн. наук, профессор,

ведущий научный сотрудник

АО «НЦ ВостНИИ», г. Кемерово,

e-mail: v.ivanov@nc-vostnii.ru



В.В. СЕМЕНЦОВ

канд. техн. наук,

заведующий лабораторией

АО «НЦ ВостНИИ», г. Кемерово

e-mail: v.sementsov@nc-vostnii.ru



ОЦЕНКА РАЗМЕРОВ ОБЛАСТИ И ВЕЛИЧИНЫ ПЕРЕПАДА ДАВЛЕНИЯ В МАССИВЕ ГОРНЫХ ПОРОД НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ПОТЕНЦИАЛА ЕЭП НА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

В представленной работе рассматривается практическое применение диффузионного механизма появления естественного электрического поля (далее ЕЭП) — экспериментально установленной и теоретически обоснованной линейной взаимосвязи между перепадами среднего локального давления в массиве горных пород и потенциалом электрического поля. Происхождение внутреннего давления может быть как техногенного характера (ведение подземных горных работ или формирование очага горно-тектонического удара), так и естественного (подвижки тектонических плит и формирование очага землетрясения). Предполагается, что перепады величины давления происходят в некоторой трёхмерной области массива горных пород, над которой на земной поверхности производятся измерения потенциала ЕЭП. Предлагаемый метод позволяет произвести оценку размеров предполагаемой области перепадов давления в классе элементарных областей, а также получить саму величину перепада давления в полученной области. Рассматриваемая задача является диагностической, относится к классу обратных задач геофизики и решается методом регуляризации А.Н. Тихонова.

Ключевые слова: ДИФФУЗИОННЫЙ МЕХАНИЗМ, ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ, ГОРНЫЙ УДАР, ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ, МЕТОД РЕГУЛЯРИЗАЦИИ А.Н. ТИХОНОВА.

Введение. Известно, что существует достаточно широкий круг прикладных задач геофизики, связанных с определением геометрических и геофизических параметров источника потенциального поля. Сюда можно отнести электрометрические задачи определения геометрии рудных тел, гравиметрические способы разведки залежей нефти и газа, магнитометрические методы диагностики магнитных руд, поиски нефтяных и газовых месторождений, диагностику геометрических параметров очагов самонагревания угля и областей перепада давления [1]. Качественная, а главное, количественная интерпретация результатов измерений во всех вышеуказанных геофизических методах связана с решением обратных и некорректных задач математической физики, которые продолжают находить отражение в большом количестве современных публикаций, например, [2–5] и далее по списку. Одним из универсальных методов решения обратных задач является метод регуляризации А.Н. Тихонова [6, 7], который получил широкое распространение и является актуальным до сих пор [8–10].

Из приведённого перечня задач и проблем в представленной статье авторы решают две взаимосвязанные задачи, которые появляются при попытке геофизической диагностики горно-тектонических ударов и техногенных землетрясений: оценить размеры области и оценить величину перепадов давления в ней. Это позволяет спрогнозировать размеры области возможных разрушений и рассчитать энергию будущего сейсмического события. В качестве исходной информации используются измеренные на некоторой площадке земной поверхности значения потенциала естественного электрического поля (ЕЭП), индуцированного перепадами давления.

Приведём общую схему исследований и структуры статьи. В первом разделе формули-

руется физико-математическая модель, в рамках которой затем решается прямая задача по определению величины напряжённости ЕЭП на земной поверхности; также формулируется схема решения обратной задачи. Во втором разделе рассматриваются аспекты численной реализации предложенного решения; приводится схема численного алгоритма и тестовые примеры с его реализацией.

В плане постановки задачи, а также в плане методики её решения, статья является развитием и модернизацией работ авторов [11, 12].

ПОСТАНОВКА ПРЯМОЙ И ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ

Сформулируем физико-математическую модель, в рамках которой решается прямая задача по определению потенциала ЕЭП на земной поверхности.

1). Вмещающее пространство — трёхслойное, однородное, изотропное в пределах каждого горизонтального слоя; удельные электросопротивления слоёв равны ρ_1, ρ_2 , а $\rho_3 \rightarrow \infty$ (Ом·м); мощности нижнего и верхнего слоёв бесконечны, мощность промежуточного слоя равна h (м) (рис. 1). Верхний слой является моделью атмосферы, промежуточный слой моделирует наносы, нижний слой является моделью массива горных пород.

2). Источник потенциального поля — трёхмерное тело V_p , которое располагается в нижнем слое на глубине $H + h$, где H — известное расстояние от нижней границы второго слоя до центра источника поля (м) (рис. 1). Система координат $Oxuz$ связана с началом координат в центре источника поля; ось Oz направим вертикально вверх.

3). Измерения потенциала U (В) производятся на земной поверхности способом потенциала, как это описано в работе [13].

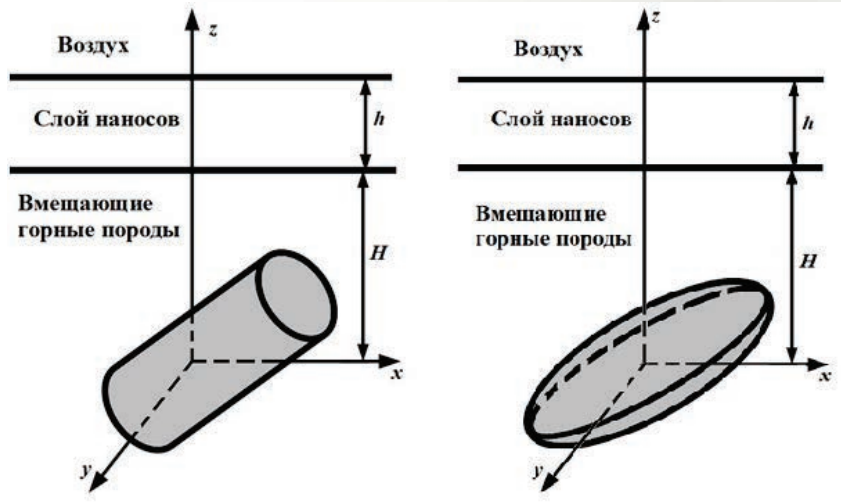


Рис. 1. Схема вмещающего пространства и вид действительного и теоретического источника поля

В рамках представленной статьи мы не обсуждаем обоснованность и правомерность существования диффузионного механизма появления квазистационарного электрического поля, обусловленного перепадами давления, отсылая читателя к монографии Б.Г. Тарасова [1] и предшествующих ей публикаций. Отметим только, что обнаружение этого механизма получило признание в виде научного открытия № 58 за 1997 год с приоритетом от 2 июля 1974 года — в части экспериментального обнаружения закономерности и 28 июня 1989 года — в части теоретического обоснования найденной закономерности [14]. Кроме того, здесь следует отметить серию теоретических работ Д.В. Алексеева и В.В. Иванова [15, 16], в которых в более строгой форме обоснована линейная взаимосвязь между перепадами давления в каждой точке области и напряжённостью индуцированного электрического поля (а также между потенциалом и давлением) следующего вида:

$$E = \frac{\Omega \nabla P}{q}, \quad U = \frac{\Omega P}{q}, \quad (1)$$

где $\Omega \approx 10^{-29}$, м³ — дилатация кристаллической решётки основных породообразующих минералов при возникновении катионной вакансии; $q = e \approx 1,602 \cdot 10^{-19}$ — заряд вакансии, Кл; P — локальное давление в точке исследуемой области, Па; ∇P — пространственные пе-

репады указанного давления, Па/м; E — напряжённость электрического поля в точке области, В/м; U — потенциал поля в той же точке, В.

Использовать формулу (1) напрямую нельзя, так как она определяет напряжённость и потенциал ЭЭП внутри области перепадов давления. На практике же исследователю доступны искомые значения на некотором расстоянии от исследуемой области. В рассматриваемом модельном случае — это потенциал ЭЭП на земной поверхности U_3 в произвольной точке M , который определяется по общей формуле

$$U_3 = \int_{V_p} u_3 dV_p, \quad (2)$$

где dV_p — элементарный объём тела V_p ; а функция u_3 определяется по известной формуле потенциала точечного источника тока

$$u_3 = C \int_0^\infty \frac{J_0(m \cdot D) \exp(-m \cdot z)}{1 + W \exp(-m \cdot h)} dm, \quad (3)$$

в которой $D = \sqrt{(x_M - x_p)^2 + (y_M - y_p)^2}$ — радиальное расстояние от точки области интегрирования P до точки измерения поля M , м; $z = z_M - z_p$, где $z_M = H + h$; C — коэффициент, который характеризует силу электрического тока источника; $J_0(m \cdot D)$ — функция

Бесселя 0-го порядка; $W = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$ — коэффициент отражения второго слоя.

Перед вычислением объёмного интеграла (2) произведём некоторые преобразования в (3). Во-первых, перейдём к произведению размерного коэффициента и безразмерного интегрального выражения, сделав замену переменных $w \cdot h^{-1} = \bar{w}$, где под w подразумеваются все параметры с размерностью [м]. Ниже, для простоты записи, мы не будем использовать черту над безразмерными переменными. Во-вторых, аппроксимируем методом наименьших квадратов дробь в (3) выражением $\frac{1}{1+W \times e^{-m}} = \sum_{k=1}^{\infty} q(k) \times e^{-m(k-1)}$, что

позволит воспользоваться формулой Вебера-Липшица при вычислении интеграла (3). В результате этих двух действий выражение (3) примет вид

$$u_3 = \frac{C}{h} \sum_{k=1}^{11} \frac{q(k)}{\sqrt{D^2 + (z+k-1)^2}}. \quad (4)$$

Тогда объёмный интеграл (2) с учётом перехода к безразмерным величинам примет вид

$$U_3 = C \cdot h^2 \sum_{k=1}^{11} \int_{V_p} \frac{q(k) dV_p}{\sqrt{D^2 + (z+k-1)^2}}. \quad (5)$$

Для практического использования формулы (5) необходимо определить и вычислить значение размерного коэффициента $d_3 = C \cdot h^2$. Математическое выражение множителя «С» определяется содержанием физической задачи, для которой строится математическая модель. В рамках данной статьи — это процесс появления ЭП в результате перепада давления в массиве горных пород. Следуя В.В. Иванову [1], запишем, что

$$C = \frac{\rho_2 \operatorname{div}(\vec{j})}{2\pi}.$$

Установим взаимосвязь между величиной $\operatorname{div}(\vec{j})$ и перепадом давления ∇P , приме-

нив формулу Гаусса-Остроградского, согласно которой $\int_V \operatorname{div}(\vec{j}) dV = \oint_S \vec{j} \cdot \vec{n} dS$. Предполагая, что в выбранном объёме $\operatorname{div}(\vec{j}) = \text{const}$, запишем $\int_V \operatorname{div}(\vec{j}) dV = V_T \cdot \operatorname{div}(\vec{j})$, где V_T — объём тела, м³. Учитывая закон Ома в векторной форме $\vec{j} = \rho_1^{-1} \vec{E}$, а также предполагая выполнение в выбранном объёме равенства $E = \text{const}$, получим, что $\oint_S \vec{j} \cdot \vec{n} dS = \rho_1^{-1} E \oint_D dS = \rho_1^{-1} E S_T$, где S_T — площадь поверхности тела, м², а напряжённость E электрического поля согласно механизму диффузии точечных дефектов определяется из соотношения (1); ρ_1 — УЭС 1-го слоя модели вмещающей среды, Ом·м. Решая полученное уравнение, получим выражение для $\operatorname{div}(\vec{j})$ и, как следствие, размерный коэффициент

$$d_3 = \frac{\rho_2 h^2 \Omega S_T}{2\pi q \rho_1 V_T} \nabla P = k \frac{S_T}{V_T} \nabla P, \quad (6)$$

где $k = \frac{(1+W)h^2 \Omega}{2\pi(1-W)q} \approx \frac{(1+W)h^2 \cdot 10^{-11}}{(1-W)}$ — коэффициент, значение которого зависит только от вмещающего пространства.

Произведём числовые оценки полученных коэффициентов в случае предельных значений остальных параметров. Если $h = 25$ м, $W = -0,85$, то $k \approx 5,0345 \cdot 10^{-10}$. Если теперь дополнительно предположить [1], что перепад давления принимает предельное для горного удара значение $\nabla P = 10$ МПа/м, то для шарообразного источника поля при $R = 50$ м размерный коэффициент $d_3 \approx 0,302$ мВ, а для эллипсоидального источника с полуосями $A = 50$ м, $B = 25$ м, $C = 25$ м размерный коэффициент $d_3 \approx 0,516$ мВ.

В качестве тестового источника поля (рис. 1), который моделирует истинный очаг перепадов давления, будем использовать наклонённый под углом γ к оси Ox цилиндр длиной $2L$ с эллипсоидальным сечением с полуосями $A > B$. Потенциал цилиндра вычислим по формуле (5), где произведём пере-

ход от тройного интеграла к двойному по сечению цилиндра:

$$\int_{V_p} \frac{dV_p}{\sqrt{D^2 + (z_M + k - 1 - z_p)^2}} = \int_{S_p} \ln \left(\frac{Q + (L - x_M)^2}{Q - (L + x_M)^2} \right) dS_p, \quad (7)$$

где $Q = (Y_M - y_p)^2 + (Z_M - z_p)^2$ — радиальное расстояние от точки измерения до точек сечения цилиндра в плоскости Oyz , при этом координаты $Y_M = y_M \cos \gamma + (z_M + k - 1) \sin \gamma$, $Z_M = -y_M \sin \gamma + (z_M + k - 1) \cos \gamma$.

Указанный двойной интеграл по сечению вычислим, перейдя к полярной системе координат: $y_p = r \cos \varphi$, $z_p = r \sin \varphi$, $dS_p = r dr d\varphi$, $0 \leq \varphi \leq 2\pi$, $0 \leq r \leq \rho(\varphi)$, где в случае эллиптического сечения $\rho(\varphi) = \frac{ab}{\sqrt{b^2 \cos^2 \varphi + a^2 \sin^2 \varphi}}$.

Непосредственное вычисление интеграла будет осуществляться с помощью 6-ти точечной формулы Гаусса.

Таким образом, постановку и решение прямой задачи по определению потенциала поля на земной поверхности, индуцированного объёмным источником перепада давления можно считать завершённой: по формуле (7) потенциал можно вычислить в любой точке дневной поверхности.

Перейдём к постановке обратной задачи. Исходным материалом для неё являются результаты измерения на дневной поверхности величины потенциала естественного электрического поля — $U_3 = U_3(x_M, y_M, H)$. Целью решения обратной задачи является определение формы очага перепадов давления на заданной глубине, а также сама величина этого перепада.

В общем случае задача определения формы источника заключается в поиске функции $R(\varphi, \psi)$, которая задаёт радиус-вектора точек поверхности искомого источника. Задача эта формулируется в виде интегрального уравнения Фредгольма 1-го рода с нелинейным ядром Урысона. В целом, задача считает-

ся решённой и изложена, например, в [10] и более ранних работах этого автора. Решение основано на применении метода регуляризации А.Н. Тихонова, принципиальная схема которого, как известно, заключается в поиске минимума функционала вида

$$\Phi(q) = \mu(q) + \alpha \Omega(q), \quad (8)$$

где $\mu(q)$ — величина невязки (погрешности) решения прямой задачи моделирования по сравнению с наблюдаемыми значениями; измеренными значениями величины потенциала на земной поверхности; $\Omega(q)$ — стабилизатор; α — параметр регуляризации; q — точка 4-мерного пространства значений искомого параметров.

В указанной работе развивалась теория и практика применения итерационных методов поиска минимума функционала (8). Применительно же к нашей задаче остаётся неясным, как проявят себя разработанные методы при поиске фактически двух различных функций: $R(\varphi, \psi)$ и ∇P .

В работах автора [11, 12] для поиска функции $R(\varphi, \psi)$ была произведена попытка решить интегральное уравнение путём непосредственного поиска минимума функционала (8) методом сопряжённых градиентов. При этом непрерывная функция $R = R(\varphi, \psi)$ заменялась дискретным аналогом $R_{i,j} = R(\varphi_i, \psi_j)$, определённом на равномерной сетке в интервалах $0 \leq \varphi \leq 2\pi$, $0 \leq \psi \leq \pi$. Количество элементов в сетке определяется как гладкостью поверхности, так и необходимостью вычисления интегралов и производных в (8). Рассматривая, например, сетку размера 49×49 , получим 2401 переменную дискретного аналога функции $R(\varphi, \psi)$. Предварительные численные эксперименты на компьютере с процессором AMD A4-5300 APU 3,40 GHz, оперативной памятью 4 ГБ и операционной системой Windows 7 SP1 показали, что расчёты по определению минимального значения функции (8) занимают примерно 24 часа непрерывного счёта. Такие временные затраты являются, конечно, неприемлемыми в случае оперативной оцен-

ки появления удароопасности при ведении горных работ или краткосрочных прогнозов землетрясений. Также было установлено, что даже такие временные затраты не позволяют точно восстановить форму области перепада давления, а лишь получить некоторую пространственную оценку этой области.

Учитывая это, в предложенной статье не будем пытаться точно восстанавливать форму источника поля, а будем искать геометрические эквиваленты этой области в классах элементарных поверхностей, которые допускают быстрое аналитическое вычисление интегралов в (5): шаров и эллипсоидов вращения. Такой подход позволяет снизить количество неизвестных геометрических переменных с 2401-й до 4-х в случае эллипсоида (две длины полуосей, угол и перепад давления) и 2-х в случае шара (величина радиуса и перепад давления).

Приведём расчётные формулы для теоретически подбираемого потенциала указанных типов тел, вычислив соответствующие объёмные интегралы:

для эллипсоида вращения с полуосями $A > B = C$ и углом наклона γ , потенциал определяется по формуле

$$U_3^T = 2\pi d_3 \sum_{k=1}^{11} q(k) \left[M_0 - X_M^2 M_1 - y_M^2 M_2 - Z_M^2 M_3 \right], \quad (10)$$

где $X_M = x_M \cos \gamma + (z_M + k - 1) \sin \gamma$,

$Z_M = -x_M \sin \gamma + (z_M + k - 1) \cos \gamma$,

$$M_1 = \frac{AB^2}{2\varepsilon^3} \ln \frac{T + \varepsilon}{T - \varepsilon} - \frac{AB^2}{\varepsilon^2 \cdot T},$$

$$M_2 = M_3 = \frac{AB^2 T}{2\varepsilon^2 (T^2 - \varepsilon^2)} - \frac{AB^2}{4\varepsilon^3} \ln \frac{T + \varepsilon}{T - \varepsilon},$$

$T = \sqrt{A^2 + \xi}$, $\varepsilon = \sqrt{A^2 - B^2}$ ξ — наибольший

положительный корень уравнения $\frac{X_M^2}{A^2 + \xi} + \frac{y_M^2 + Z_M^2}{B^2 + \xi} = 1$; для шара радиуса R с учётом,

что его объём $V_T = \frac{4\pi R^3}{3}$ и площадь поверх-

ности $S_T = 4\pi R^2$, потенциал определяется по формуле:

$$U_3^T = 6\pi k \nabla P \sum_{k=1}^{11} \frac{q(k)}{\left[x_M^2 + y_M^2 + (z_M + k - 1)^2 \right]^{1/2}}, \quad (11)$$

что подтверждает известный факт: внешний потенциал заряженного шара совпадает с потенциалом его центральной точки с тем же самым зарядом. Структура формулы (11) приводит к тому, что шарообразный источник поля не пригоден не только для оценки размеров реального источника поля, но и для оценки перепадов давления в нём.

В самом деле, рассмотрим в качестве функционала невязки квадрат абсолютной погрешности наблюдаемых и теоретических значений потенциала:

$$\mu(q) = \sum_i \sum_j \left[U_{ij}^T - U_{ij} \right]^2, \quad (9)$$

где U_{ij} — наблюдаемые значения потенциала на земной поверхности в узловых точках измерительной сети (или вычисленные по формуле (7) для тестового источника поля); U_{ij}^T — теоретически подбираемые значения потенциала для различных классов поверхностей источников поля. Тогда величина теоретического подбираемого перепада давления

будет равна $\nabla P = \frac{\sum_i \sum_j U_{ij} \bar{U}_{ij}^T}{\sum_i \sum_j \bar{U}_{ij}^T \bar{U}_{ij}^T}$, выражение

для которого содержит величину реального перепада давления в качестве множителя числителя. Таким образом, получаем, что для совпадения теоретического и реального перепада давления необходимо, чтобы потенциал источника без учёта множителя в точности совпал с потенциалом точечного источника, а это, естественно, невозможно. Таким образом, шарообразные источники поля придется исключить из перечня подбираемых геометрических фигур.

В качестве стабилизатора будем использовать длину радиус-вектора в 4-мерном евклидовом пространстве: $\Omega(q) = \left[A^2 + B^2 + \gamma^2 + \nabla P^2 \right]^{1/2}$.

РАЗРАБОТКА И РЕАЛИЗАЦИЯ ЧИСЛЕННОГО АЛГОРИТМА

В отсутствии реальных экспериментальных данных, при тестировании разработанного алгоритма будем придерживаться традиционной схемы квазиреального эксперимента, изложенной в [6, 7]. По формуле (7) получим решение прямой задачи — набор «измеренных» значений $U_3 = U(M; R, \nabla P)$ на земной поверхности в узлах сетки. Используя эти данные, будем искать точку минимума функционала (8, 9) в указанных выше классах геометрических фигур.

Как показали исследования [17], такая схема чревата появлением эффекта «inverse crime», когда поиск решения обратной задачи производится в классах тех же функций и условий, что и решении прямой задачи. В этом случае при реализации тестовых примеров достигается излишне оптимистический результат решения обратной задачи. Для предотвращения появления этого эффекта в рамках данной задачи можно, во-первых, произвести некоторые искажения исходных данных, которые моделировали бы неточности натуральных измерений; а во-вторых, использовать в качестве подбираемых совершенно другие модели, например рассмотреть двухслойное пространство в качестве вмещающего и (или) нестандартную поверхность в качестве границы источника поля.

В данной статье мы будем использовать: 1) случайные искажения решения прямой задачи, как модель погрешностей измерительного прибора; 2) случайные искажения координат точек измерения, как модель неточностей, обусловленных методикой измерения потенциала на земной поверхности; 3) смену формы подбираемого источника поля: истинный источник будет цилиндр, а подбираемые источники — шар и эллипсоид.

Приведём значения параметров квазиреального эксперимента. В качестве физической модели массива горных пород рассмотрим вмещающее пространство с параметрами $H = 150$, $h = 25$ (м); источник поля в виде наклонённого под углом $\gamma = 45^\circ$ цилиндра об-

щей длины $2L = 60$ м с эллиптическим сечением, значения длин полуосей которого $A = 25$, $B = 15$ м. Величина перепада давления $\nabla P = 5$ МПа/м.

Вычисления потенциала при решении прямой задачи будем производить в случайных точках $(x_k; y_k) + (h_x; h_y) \cdot (rand_{xy} - 0,5)$; величину рассчитанного приведённого потенциала изменим на величины $U_q^{opt} \cdot [1 + \delta_U \cdot (rand_U \cdot 2 - 1)]$. Здесь величины вида $rand \in [0; 1]$ — случайные, равномерно распределённые числа; δ_U — погрешность измерений; h_x, h_y — шаги сетки. Все эти случайные добавки будут моделировать несовершенство измерений потенциала ЕЭП в полевых условиях.

Остановимся на обосновании выбора метода поиска минимума функции многих переменных из формулы (8). Традиционно для этих целей используется либо какой-нибудь вариант градиентного метода [18, 19], либо один из методов прямого поиска [5].

В работе [11], где решалась задача восстановления формы плоского источника потенциала по измерениям на земной поверхности, был реализован метод «сопряженных градиентов». Как показала вычислительная практика, эффективность этого метода в случае не квадратичной функции существенным образом зависит от выбора расчётной формулы основного параметра метода [20, 21]. В случае функции (8) с объёмным источником поля, подобрать эту формулу из имеющегося списка в [20, 21] и добиться удовлетворительной сходимости известных значений функции $R(\varphi, \psi)$ и восстановленных не удаётся.

Альтернативой для детерминированных градиентных и прямых методов минимизации функций является использование методов случайного поиска, один из возможных примеров реализации которого приведён в [3]. Существует достаточно много способов выбора случайного направления поиска минимума функции [22].

В работе [12], где рассматривалась задача восстановления трёхмерного тела в более простом двухслойном вмещающем пространстве, был реализован двухшаговый поиск

минимума: на первом шаге использовался метод «имитации отжига» [23–25], а на втором — один из вариантов метода «сопряжённых градиентов». Такая методика не является новой, и в том или ином варианте выбора методов второго этапов представлена, например, в работах [26, 27]. Как показали расчёты на тестовых примерах, предложенная комбинация позволяет за небольшое количество шагов (50 шагов «имитации отжига» и 10 шагов сопряжённых градиентов с общим двойным повторением) добиться удовлетворительного соответствия значений потенциала известного источника поля и его восстановленного приближения. К недостаткам методики можно отнести то, что форма восстановленного источника, то есть значения функции $R(\varphi, \psi)$, весьма слабо совпадают с исходным оригиналом.

В настоящей работе мы будем использовать метод адаптивного случайного поиска [28]. Выбор метода обусловлен в основном сложностями при вычислении производной Фреше от функционала (8); кроме того, анализ сечений поверхности функционала (8) показывает, что она является унимодальной, а значит необходимости в использовании более сложного метода «имитации отжига» нет.

Важным аспектом реализации формулы (8) является выбор способа определения оптимального значения параметра регуляризации α . Следуя М.С. Жданову [9], величину параметра α будем определять по закону убывающей геометрической прогрессии вида

$$\alpha_k = \alpha_0 \cdot i^{k-1}, \quad \alpha_0 = \frac{\mu(q_0)}{\Omega(q_0)}, \quad i = 0,85, \quad (12)$$

для каждого значения которого будем искать минимум функционала (7), найденное значение которого будет стартовым для следующей итерации, при этом M_0 — стартовое значение

искомых параметров. Такие комбинации должны повторяться до тех пор, пока не будет достигнуто либо некоторое фиксированное количество итераций, либо оценка $\mu(q_m^\alpha) = \omega$, где q_m^α — очередное оптимальное решение при заданном значении α ; $\omega(\alpha)$ — задаваемая точность; k — номер вызова вспомогательной функции поиска минимума формулы (8); m — номер итерационного шага при подборе координат точки M .

Приведём результаты расчётов (все полученные числа округлены до целых значений).

При погрешности исходных данных $\delta_U = 5\%$ получим, что $A^* = 79$, $B^* = 77$ м, $\gamma^* = 45^\circ$, $\nabla P^* = 4$ МПа/м при стартовых значениях $A_0 = 75$, $B_0 = 25$ м, $\gamma^* = 30^\circ$, $\nabla P_0 = 1$ МПа/м и $A^* = 87$, $B^* = 79$ м, $\gamma^* = 45^\circ$, $\nabla P^* = 4$ МПа/м при стартовых значениях $A_0 = 25$, $B_0 = 13$ м, $\gamma^* = 0^\circ$, $\nabla P_0 = 1$ МПа/м.

При погрешности исходных данных $\delta_U = 10\%$ получим, что $A^* = 75$, $B^* = 73$ м, $\gamma^* = 45^\circ$, $\nabla P^* = 5$ МПа/м при стартовых значениях $A_0 = 75$, $B_0 = 25$ м, $\gamma^* = 30^\circ$, $\nabla P_0 = 1$ МПа/м и $A^* = 83$, $B^* = 78$ м, $\gamma^* = 45^\circ$, $\nabla P^* = 4$ МПа/м при стартовых значениях $A_0 = 25$, $B_0 = 13$ м, $\gamma^* = 0^\circ$, $\nabla P_0 = 1$ МПа/м.

При погрешности исходных данных $\delta_U = 15\%$ получим, что $A^* = 79$, $B^* = 50$ м, $\gamma^* = 44^\circ$, $\nabla P^* = 7$ МПа/м при стартовых значениях $A_0 = 75$, $B_0 = 25$ м, $\gamma^* = 30^\circ$, $\nabla P_0 = 1$ МПа/м и $A^* = 66$, $B^* = 52$ м, $\gamma^* = 44^\circ$, $\nabla P^* = 8$ МПа/м при стартовых значениях $A_0 = 25$, $B_0 = 13$ м, $\gamma^* = 0^\circ$, $\nabla P_0 = 1$ МПа/м.

Результаты первого и второго расчётов исходного поля цилиндра с погрешностями и подобранного теоретического поля эллипсоида приведены на рис. 2.

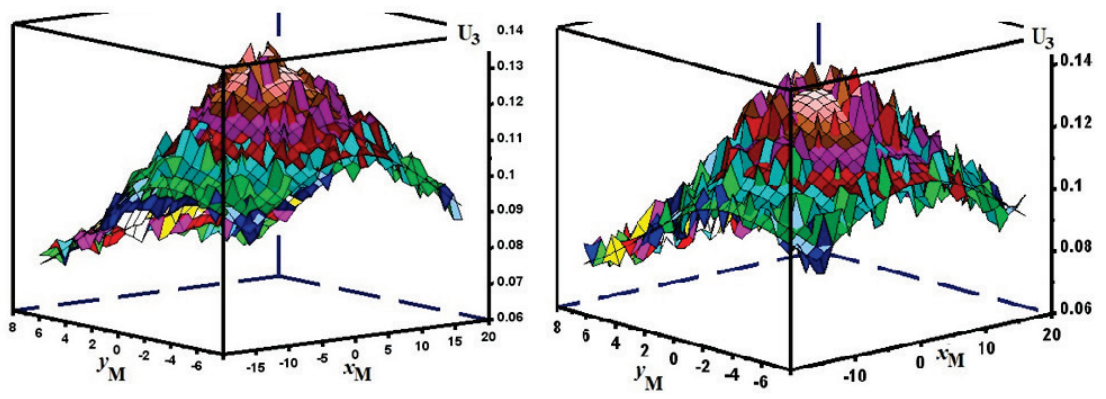


Рис. 2. Приближение к точному решению при погрешностях $\delta_U = 5\%$ и $\delta_U = 10\%$

Анализ представленных данных показывает, что максимально допустимая величина погрешности, при которой параметры источника уверенно восстанавливаются, составляет 10%. Отметим также, что при погрешностях 5% и 10% форма источника поля имеет форму искажённого шара с практически равными полуосями. Порядок абсолютной погрешности теоретического распределения потенциала составляет 10^{-3} .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведём примерную схему использования разработанного геофизического метода определения формы источника поля. На земной поверхности определяется территория над предполагаемым эпицентром перепада давления. Исследуемый участок размечается равномерной прямоугольной сеткой, в каждой точке которого измеряется потенциал

квазистационарного поля. В разработанной авторами программе использовалась прямоугольная сетка, которая содержит 676 узлов с шагами 32 и 16 метров вдоль координатных осей. Полученные данные заносятся в компьютер вручную или автоматически, а затем считываются расчётной программой. На выходе программы указываются полуоси эллипсоида вращения, угол его наклона и предполагаемая величина перепада давления в ней. Программа получала вышеуказанные оптимальные значения за 100 шагов, общее время расчёта составило порядка 15 минут в компьютерной системе Scilab. В целом, для более надёжного поиска подбираемых параметров, возможна реализации мультистарта программы с нескольких диаметрально противоположных точек четырёхмерного пространства с последующим осреднением полученных значений каждого параметра.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тарасов Б.Г., Дырдин В.В., Иванов В.В., Фокин А.Н. Физический контроль массива горных пород. М.: Недра, 1994. 239 с.
2. Ельцов И.Н., Нестерова Г.В., Кашеваров А.А. Петрофизическая интерпретация повторных электромагнитных зондирований в скважинах // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 852–861.
3. Дмитриев А.Н. Решение прямой и обратной задач метода ЕЭП на основе уточнённой модели природы естественного электрического поля // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 797–812.
4. Хасамутдинов А.И. Характерные взаимодействия и восстановление параметров уравнения переноса и среды, включая коэффициент пористости, по данным измерений некоторых ядерно-геофизических методов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1427–1445.
5. Глинских В.Н., Нестерова Г.В., Эпов М.И. Моделирование и инверсия данных электро-

магнитного каротажа с использованием петрофизических моделей электропроводности // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 1001–1010.

6. Тихонов А.Н., Гласко В.Б. О приближённом решении интегральных уравнений Фредгольма 1 рода // Журнал вычислительной математики и математической физики. 1964. Т. 4. № 3. С. 564–571.

7. Тихонов А.Н., Гласко В.Б. Применение метода регуляризации в нелинейных задачах // Журнал вычислительной математики и математической физики. 1965. Т. 5. № 3. С. 463–473.

8. Zhdanov M.S., Wan Le, Gribenko A., Cuma M., Key K., Constable S. Large-scale 3d inversion of marine magnetotelluric data: Case study from the Gemini prospect, Gulf of Mexico // Geophysics. 2011. Vol. 76. No. 1. P. F77–F87.

9. Жданов М.С. Теория обратных задач и регуляризация в геофизике. М.: Научный мир, 2007. 710 с.

10. Bakushinsky A.V., Kokurin M.Yu., Smirnova A. Iterative methods for ill-posed problems // De Gruyter. 2011. 136 p.

11. Сирота Д.Ю., Иванов В.В. Диагностика формы и ориентации очага разрушения горных пород на основе электрических измерений как обратная задача геофизики // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 1. С. 129–135.

12. Sirota D., Ivanov V. Diagnostics of the 3D shape of a rock failure zone by electrical measurements on the earth's surface // The 9-th Russian-Chinese symposium. 2018. P. 348–351.

13. Семёнов А.С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л.: Недра, 1980. 448 с.

14. Тарасов Б.Г., Дырдин В.В., Иванов В.В., Егоров П.В., Колмагоров В.М. Закономерность изменения потенциала естественного электрического поля горных пород. Научное открытие № 58 (РФ) // Изд-во РАЕН. М.: 1998. С. 26–28.

15. Алексеев Д.В. Баротокки в твердых телах с диффузионным механизмом проводимости // Физика твёрдого тела. 1991. Т. 33. № 10. С. 1456–1476.

16. Алексеев Д.В., Егоров П.В., Иванов В.В. Механизм формирования квазистационарного электрического поля в нагруженных горных породах // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 1993. № 2. С. 3–6.

17. Colton D., Kress R. Inverse Acoustic and Electromagnetic Scattering Theory // Springer, 1992. 121 p.

18. Карчевский А.Л. Корректная схема действий при численном решении обратной задачи оптимизационным методом // Сибирский журнал вычислительной математики. 2008. Т. 11. № 2. С. 139–149.

19. Карчевский А.Л. Анализ решения обратной динамической задачи сейсмологии для горизонтально-слоистой анизотропной среды // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 11. С. 1170–1184.

20. Hager W.W., Zhang H. A survey of nonlinear conjugate gradient methods // Pacific J. Optim. 2006. No. 2. P. 35–58.

21. Wang Y., Yagola A.G., Yang C. Optimization and regularization for computational inverse problems and applications // Springer, 2011. 350 p.

22. Растрингин Л.А. Случайный поиск. М.: Знание, 1979. 64 с.

23. Kirkpatrick S., Gelett C.D., Vecchi M.P. Optimization by simulated annealing // Science 220. 1983. No. 4598. P. 671–680.

24. Corana A.M., Marchesi C., Martini S. Minimizing multimodal functions of continuous variables with the «simulated annealing» algorithm // ACM Transactions on Mathematical Software. 1987. Vol. 13. No. 3. P. 262–280.

25. Martins T.C., Guerra Tsuzuki M.S. Simulated annealing with partial evaluation of objective

function applied to electrical impedance tomography // Proceedings of the 18th world congress the international federation of automatic control. 2011. P. 4989–4994.

26. Navon I.M., Brown F.B., Robertson D.H. A combined simulated annealing and quasi-Newton-like conjugate-gradient method for determining the structure of mixed argon–xenon clusters // Computers Chem. 1990. Vol. 14. No. 4. P. 305–311.

27. Guarracino L.A, Velis D. Hybrid simulated annealing and gradient-based algorithm for the estimation of unsaturated soil parameters // Mecanica Comput. 2007. Vol. XXVI. P. 2061–2071.

28. Пантелеев А.В., Летова Т.А. Методы оптимизации в примерах и задачах. М.: Высшая школа, 2005. 544 с.

DOI: 10.25558/VOSTNII.2022.64.46.002

UDC 622.822.2: 622.271: 519.6

© D.Yu. Sirota, V.V. Ivanov, V.V. Sementsov, 2022

D.Yu. SIROTA

Candidate of Engineering Sciences,
Associate Professor
KuzSTU, Kemerovo
e-mail: dmsirota@yandex.ru

V.V. IVANOV

Doctor of Engineering Sciences, Professor,
Leading Researcher
JSC «NC VostNII», Kemerovo,
e-mail: v.ivanov@nc-vostnii.ru

V.V. SEMENSOV

Candidate of Engineering Sciences,
Laboratory Head
JSC «NC VostNII», Kemerovo
e-mail: v.sementsov@nc-vostnii.ru

ASSESSMENT OF SIZE OF AREA AND VALUE OF PRESSURE DROP IN ROCK MASS BASED ON ANALYSIS OF EEP POTENTIAL ON EARTH SURFACE

The presented work considers the practical application of the diffusion mechanism of the appearance of a natural electric field (hereinafter referred to as NEF) — an experimentally established and theoretically justified linear relationship between the differences in average local pressure in the rock mass and the electric field potential. The origin of internal pressure can be both man-made (conducting underground mining operations or forming a focus of mountain-tectonic impact) and natural (moving tectonic plates and forming an earthquake focus). It is assumed that pressure drops occur in some three-dimensional area of the rock mass, above which the NEF potential is measured on the earth's surface. Proposed method allows to estimate dimensions of assumed area of pressure drop in class of elementary areas, as well as to obtain the value of pressure drop in obtained area. This problem is diagnostic, belongs to the class of inverse problems of geophysics and is solved by the method of regularization of A.N. Tikhonov.

Keywords: DIFFUSION MECHANISM, INTERPRETATION OF GEOPHYSICAL DATA, ROCK BURST HAZARD, EARTHQUAKE, A.N. TIKHONOV REGULARIZATION METHOD.

REFERENCES

1. Tarasov B.G., Dyrdin V.V., Ivanov V.V., Fokin A.N. Physical control of rock mass. M.: «Nedra», 1994. 239 p. [In Russ.].
2. Eltsov I.N., Nesterova G.V., Kashevarov A.A. Petrophysical interpretation of repeated electromagnetic sounding in wells // *Geology and Geophysics [Geologiya i geofizika]*. 2011. Vol. 52. No. 6. P. 852–861. [In Russ.].
3. Dmitriev A.N. Solution of direct and inverse problems of the SES method based on a refined model of the nature of the natural electric field // *Geology and geophysics [Geologiya i geofizika]*. 2012. Vol. 53. No. 6. P. 797–812. [In Russ.].
4. Khisamutdinov A.I. Characteristic interactions and restoration of parameters of the transport equation and the medium, including the porosity coefficient, according to measurements of some nuclear-geophysical methods // *Geology and Geophysics [Geologiya i geofizika]*. 2013. Vol. 54. No. 9. P. 1427–1445. [In Russ.].
5. Glinskikh V.N., Nesterova G.V., Epov M.I. Modeling and inversion of electromagnetic logging data using petrophysical models of electrical conductivity // *Geology and geophysics [Geologiya i geofizika]*. 2014. Vol. 55. No. 5–6. P. 1001–1010. [In Russ.].
6. Tikhonov A.N., Glasko V.B. On the approximate solution of Fredholm integral equations of the 1st kind // *Journal of Computational Mathematics and Mathematical Physics [Zhurnal vychislitelnoj matematiki i matematicheskoy fiziki]*. 1964. Vol. 4. No. 3. P. 564–571. [In Russ.].
7. Tikhonov A.N., Glasko V.B. Application of the regularization method in nonlinear problems // *Journal of Computational Mathematics and Mathematical Physics [Zhurnal vychislitelnoj matematiki i matematicheskoy fiziki]*. 1965. Vol. 5. No. 3. P. 463–473. [In Russ.].
8. Zhdanov M.S., Wan Le, Gribenko A., Čuma M., Key K., Constable S. Large-scale 3d inversion of marine magnetotelluric data: Case study from the Gemini prospect, Gulf of Mexico // *Geophysics*. 2011. Vol. 76. No. 1. P. F77–F87.
9. Zhdanov M.S. Theory of inverse problems and regularization in geophysics. M.: Scientific World, 2007. 710 p. [In Russ.].
10. Bakushinsky A.B., Kokurin M.Yu., Smirnova A. Iterative methods for ill-posed problems // *De Gruyter*. 2011. 136 p.
11. Sirota D.Yu., Ivanov V.V. Diagnostics of the shape and orientation of the focus of rock destruction based on electrical measurements as an inverse problem of geophysics // *Geology and geophysics [Geologiya i geofizika]*. 2018. Vol. 59. No. 1. P. 129–135. [In Russ.].
12. Sirota D., Ivanov V. Diagnostics of the 3D shape of a rock failure zone by electrical measurements on the earth's surface // *The 9-th Russian-Chinese symposium*. 2018. P. 348–351.
13. Semenov A.S. Electrical exploration by the method of natural electric field. L.: «Nedra», 1980. 448 p. [In Russ.].
14. Tarasov B.G., Dyrdin V.V., Ivanov V.V., Egorov P.V., Kolmogorov V.M. Regularity of changes in the potential of the natural electric field of rocks. Scientific discovery No. 58 (RF) // *Publishing House of the Russian Academy of Sciences*. M., 1998. P. 26–28. [In Russ.].
15. Alekseev D.V. Barotoks in solids with a diffusion mechanism of conductivity // *Solid State Physics [Fizika tverdogo tela]*. 1991. Vol. 33. No. 10. P. 1456–1476. [In Russ.].
16. Alekseev D.V., Egorov P.V., Ivanov V.V. The mechanism of formation of a quasi-stationary electric field in loaded rocks // *Physico-technical problems of mineral development [Fiziko-tehnicheskie problemy razrabotki poleznyh iskopaemyh]*. 1993. No. 2. P. 3–6. [In Russ.].
17. Colton D., Kress R. Inverse Acoustic and Electromagnetic Scattering Theory // *Springer*, 1992. 121 p.
18. Karchevsky A.L. The correct scheme of actions for the numerical solution of the inverse problem by the optimization method // *Siberian Journal of Computational Mathematics [Sibirskij*

zhurnal vychislitelnoj matematiki]. 2008. Vol. 11. No. 2. P. 139–149. [In Russ.].

19. Karchevsky A.L. Analysis of the solution of the inverse dynamic problem of seismics for a horizontally layered anisotropic medium // *Geology and Geophysics [Geologiya i geofizika]*. 2006. Vol. 47. No. 11. P. 1170–1184. [In Russ.].

20. Hager W.W., Zhang H. A survey of nonlinear conjugate gradient methods // *Pacific J. Optim.* 2006. No. 2. P. 35–58.

21. Wang Y., Yagola A.G., Yang C. Optimization and regularization for computational inverse problems and applications // Springer, 2011. 350 p.

22. Rastrigin L.A. Random search. M.: Znanie, 1979. 64 p. [In Russ.].

23. Kirkpatrick S., Gelett C.D., Vecchi M.P. Optimization by simulated annealing // *Science* 220. 1983. No. 4598. P. 671–680.

24. Corana A.M., Marchesi C., Martini S. Minimizing multimodal functions of continuous variables with the «simulated annealing» algorithm // *ACM Transactions on Mathematical Software*. 1987. Vol. 13. No. 3. P. 262–280.

25. Martins T.C., Guerra Tsuzuki M.S. Simulated annealing with partial evaluation of objective function applied to electrical impedance tomography // *Proceedings of the 18th world congress the international federation of automatic control*. 2011. P. 4989–4994.

26. Navon I.M., Brown F.B., Robertson D.H. A combined simulated annealing and quasi-Newton-like conjugate-gradient method for determining the structure of mixed argon-xenon clusters // *Computers Chem.* 1990. Vol. 14. No. 4. P. 305–311.

27. Guarracino L.A., Velis D. Hybrid simulated annealing and gradient-based algorithm for the estimation of unsaturated soil parameters // *Mecanica Comput.* 2007. Vol. XXVI. P. 2061–2071.

28. Panteleev A.V., Letova T.A. Optimization methods in examples and problems. M.: Higher School, 2005. 544 p. [In Russ.].