

ОРГКОМИТЕТ

ПРЕДСЕДАТЕЛЬ:

Мартышко Петр Сергеевич – директор Института геофизики УрО РАН,
чл.-корр. РАН, д.ф.-м.н.

Члены Оргкомитета

В.И. Уткин – член-корреспондент РАН, Советник РАН, д.т.н.

В.Т. Беликов – д.ф.-м.н., зам. директора ИГФ УрО РАН

Ю.Г. Астраханцев – д.т.н., зав. лаб. скважинной геофизики

Д.Ю. Демежко – д.г.-м.н., зав. лаб. ядерной геофизики

Г.В. Иголкина – д.г.-м.н., зав. лаб. промысловой геофизики

Н.И. Начапкин – к.ф.-м.н., зав. лаб. региональной геофизики

А.Н. Ратушняк – к.т.н., зав. лаб. электрометрии

Л.Н. Сенин – к.т.н., зав. лаб. сейсмометрии

А.Ф. Шестаков – д.ф.-м.н., зав. лаб. экологической геофизики

О.А. Кусонский – к.г.-м.н., зав. обсерваторией «Арти»

А.Л. Рублев – к.ф.-м.н.

Ученый секретарь:

Н.Н. Винничук – к.г.-м.н.

Адрес Оргкомитета:

Институт геофизики УрО РАН

620016. Екатеринбург

ул. Амундсена, 100

телефон: (343) 267 88 68

факс: (343) 267 88 72

e-mail: **IGF-50@mail.ru**

РЕШЕНИЕ ОБРАТНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ НА МНОГОПРОЦЕССОРНОМ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОМ КОМПЛЕКСЕ

Акимова Е.Н., Васин В.В.

Институт математики и механики УрО РАН, Екатеринбург

aen@imm.uran.ru

1. Рассматривается трехмерная обратная задача магнитометрии по численному восстановлению разделяющей поверхности (геологической границы) между средами с постоянным вектором намагниченности на основе данных о магнитном поле, измеренном на некоторой площади земной поверхности, и скачке вектора намагниченности.

Функция $z(x, y)$, описывающая искомую поверхность раздела S , удовлетворяет двумерному интегральному уравнению Фредгольма первого рода

$$A[z] \equiv \Delta J \int_a^b \int_c^d \left\{ \frac{z(x', y')}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2(x', y') \right]^{3/2}} - \frac{H}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + H^2 \right]^{3/2}} \right\} dx' dy' = G(x, y), \quad (1)$$

где ΔJ – скачок вертикальной компоненты вектора намагниченности, $G(x, y)$ – аномальное магнитное поле, обусловленное отклонением искомой поверхности от асимптотической плоскости $z = -H$.

Предварительная обработка измеренного магнитного поля, связанная с выделением аномального поля (т.е. получение правой части уравнения (1)), была выполнена коллегами из Института геофизики УрО РАН по методике, разработанной П.С. Мартышко и И.Л. Пруткиным [1].

Уравнение магнитометрии (1) является существенно некорректной задачей, решение которой обладает сильной чувствительностью к погрешности правой части, полученной в результате измерений и предварительной обработки магнитного поля.

После дискретизации на уравнения (1) на сетке $n = M \times N$, где задана $G(x, y)$, и аппроксимации интегрального оператора по квадратурным формулам имеем систему нелинейных уравнений

$$A_n[z] = F_n. \quad (2)$$

Для решения системы (2) используется итеративно регуляризованный метод Ньютона, успешно применяемый при решении обратных задач гравиметрии и магнитометрии с реальными данными [2]–[3]

$$z^{k+1} = z^k - \left(A'_n(z^k) + \alpha_k I \right)^{-1} \left(A_n(z^k) + \alpha_k z^k - F_n \right). \quad (3)$$

Здесь A_n и F_n – конечномерные аппроксимации интегрального оператора и правой части в уравнении (3), A'_n – матрица производных.

Нахождение очередного приближения z^{k+1} по найденному z^k сводится к решению СЛАУ

$$A_n^k z^{k+1} = F_n^k, \quad (4)$$

где $A_n^k = A'_n(z^k) + \alpha_k I$ – несимметричная матрица порядка $n \times n$,

$F_n^k = A_n^k z^k - \left(A_n(z^k) + \alpha_k z^k - F_n \right)$ – вектор размерности n , α_k – параметр регуляризации.

Система уравнений (4) предварительно преобразуется к СЛАУ с симметричной матрицей

$$B^k z^{k+1} \equiv \left[(A_n^k)^T A_n^k + \alpha_k I \right] z^{k+1} = (A_n^k)^T F_n^k \equiv b. \quad (5)$$

При решении СЛАУ (5) на каждом шаге метода Ньютона использовались итеративно регуляризованные метод простой итерации (МПИ) и метод сопряженных градиентов (МСГ).

Условием останова итерационных процессов является $\|B^k z^{k+1} - b\| / \|b\| < \varepsilon$.

Численная реализация и распараллеливание итерационных методов для решения задачи магнитометрии были выполнены на многопроцессорном вычислительном комплексе МВС-1000/32 – российском массивно-параллельном суперкомпьютере третьего поколения. Параллельные алгоритмы реализованы с помощью библиотеки MPI на языке Фортран. Распараллеливание итерационных методов основано на разбиении матрицы A горизонтальными полосами на m блоков, а вектора решения z и вектора правой части F СЛАУ на m частей так, что $n = m \times L$, где n – размерность системы уравнений, m – число процессоров, L – число строк матрицы в блоке. На каждой итерации каждый из m процессоров вычисляет свою часть вектора решения. В случае матричного умножения $A^T A$ каждый из m процессоров умножает свою часть строк транспонированной матрицы A^T на всю матрицу A . Host-процессор отвечает за пересылки данных и вычисляет свою часть вектора решения.

На многопроцессорном комплексе МВС-1000/32 была решена следующая задача. Для рудного объекта был обработан массив магнитных данных Башкирского заповедника, измеренного на площади 93.75×165 км² с шагом $\Delta x = 1.875$ км, $\Delta y = 3.3$ км. Расстояние до асимптотической плоскости составляло $H = 10$ км. Скачок намагниченности принимался равным $\Delta J = -1$ и $\Delta J = -0.1$ А/м. Измерения магнитного поля для исследуемого района были выполнены сотрудником Института геофизики УрО РАН В.А. Пьянковым.

После дискретизации исходного уравнения на сетке задача сводится к СЛАУ с несимметричной матрицей порядка 2500×2500 . Задача решалась итеративно регуляризованным методом Ньютона с числом итераций $N_H = 10$ и параметром регуляризации $\alpha = 0.01$. На каждом шаге метода Ньютона использовался параллельный МСГ с числом итераций $N_{МСГ} = 4$. В ходе решения задачи с начальным приближением $z_0(x, y) = 0.3$ относительная норма невязки уменьшилась в 600 раз. На рис. 1 и 2 представлены восстановленные поверхности раздела S_1 для случая $\Delta J = -1$ А/м и S_2 для случая $\Delta J = -0.1$ А/м.

Итоговые результаты переданы специалистам по прикладной геофизике для геологической интерпретации.

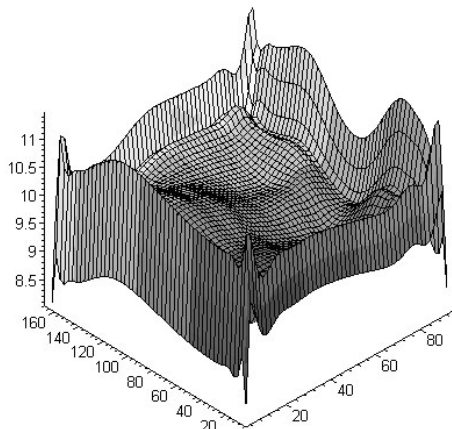


Рис. 1. Восстановленная поверхность раздела S_1

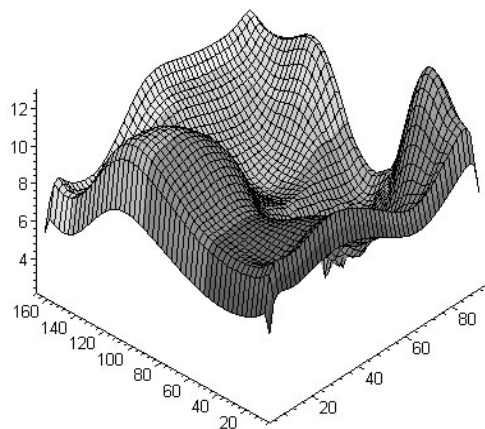


Рис. 2. Восстановленная поверхность раздела S_2

В таблице приведены времена счета и коэффициенты ускорения $S_m = T_1 / T_m$ и эффективности $E_m = S_m / m$ решения задачи магнитометрии о восстановлении поверхности раздела между средами итеративно регуляризованным методом Ньютона с использованием на каждом шаге параллельного и последовательного МСГ. Здесь T_m – время выполнения параллельного алгоритма на МВС-1000/32 с числом процессоров m ($m > 1$), T_1 – время

выполнения последовательного алгоритма на одном процессоре. T_m представляет собой совокупность чистого времени счета и накладных расходов на межпроцессорные обмены, т.е. $T_m = T_c + T_o$.

Решение задачи (1) методом Ньютона с использованием МСГ

m (число проц.)	T_m (время, мин.)	S_m (ускорение)	E_m (эффективность)
1	10.1	—	—
2	6.2	1.63	0.81
7	2.3	4.4	0.63

Результаты вычислений показывают, что использование параллельных итерационных методов при решении обратной задачи магнитометрии сокращает время счета. Найденные поверхности раздела согласуются с представлением геофизиков об исследуемом районе.

2. Предлагается новый алгоритм для решения задачи о восстановлении геологической границы по гравитационной аномалии и известному скачку плотности при переходе искомой границы.

Данная гравиметрическая задача является нелинейной и существенно некорректной. Она сводится к решению следующего уравнения 1-го рода

$$A(z) = G\Delta\sigma \int_a^b \int_c^d \left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2(x,y)}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2(x,y)}} \right) dydx = f(x,y), \quad (7)$$

где G – гравитационная постоянная, $\Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1$ – скачок плотности на границе раздела, H – уровень, от которого вычисляется гравитационная аномалия. Предполагается, что вне области $[a,b] \times [c,d]$ $z(x,y) = H$.

Для решения уравнения (7) реализован следующий двухэтапный алгоритм:

1) уравнение (7) регуляризуется методом Тихонова

$$\min \left\{ \|A(z) - f\|_{L_2}^2 + \gamma_1 \|z - H\|_{L_2}^2 + \gamma_2 \left(\|z'_x\|_{L_2}^2 + \|z'_y\|_{L_2}^2 \right); \quad z \in W_2^1 \right\}; \quad (8)$$

2) для решения задачи минимизации применяется один из вариантов метода Флетчера–Ривса

$$\begin{aligned} z_{k+1} &= z_k - \alpha_k p_k, \quad \Phi_\gamma(z_{k+1}) = \min_\alpha \Phi_\gamma(z_k - \alpha_k p_k), \\ p_0 &= \Phi'_\gamma(z_0), \quad p_{k+1} = \Phi'_\gamma(z_{k+1}) - \beta_k p_k, \\ \beta_k &= \langle \Phi'_\gamma(z_{k+1}), \Phi'_\gamma(z_{k+1}) - \Phi'_\gamma(z_k) \rangle / \langle \Phi'_\gamma(z_k), \Phi'_\gamma(z_k) \rangle, \end{aligned} \quad (9)$$

где Φ_γ – минимизируемый функционал из (8). Формула (9) для β_k найдена из условия $\langle p_k, \Phi''_\gamma(z_{k+1}) p_{k+1} \rangle = 0$ в первом приближении.

При дискретизации уравнения (7) область интегрирования разбивалась на прямоугольники размером h_x на h_y с центром в (x_i, y_j) и в каждом прямоугольнике значение функции z принималось постоянным $z(x, y) = z_{ij}$. Для вычисления интеграла (7) использовалась следующая приближенная формула

$$\int_{x_i - \frac{h_x}{2}}^{x_i + \frac{h_x}{2}} \int_{y_j - \frac{h_y}{2}}^{y_j + \frac{h_y}{2}} \frac{1}{\sqrt{(x-x_i)^2 + (y-y_j)^2 + z^2}} dydx \approx \frac{h_x h_y}{a\sqrt{R_1^2 + z^2} + (1-a)\sqrt{R_2^2 + z^2}}, \quad (10)$$

где параметры a , R_1 и R_2 зависят от $|i-i'|$ и $|j-j'|$ и выбираются так, чтобы совпадали первые несколько членов разложения в ряд Тейлора обеих частей уравнения (10) в точке $z = 0$. Для примера, при $h_x = 0.5$ и $h_y = 2$, относительная погрешность приближения (10) не превышает 2% и быстро затухает при увеличении $\max\{|i-i'|, |j-j'|\}$.

Алгоритм тестировался на модельной задаче с $h_x = 0.5$, $h_y = 2$ и числом точек дискретизации 100×30 . Геологическая граница задавалась по формуле

$$\tilde{z}(x, y) = 5 + \frac{4}{\pi} \operatorname{arctg}\left(\frac{2}{5}x - 10\right) + \sin\frac{\pi}{30}y, \quad H = 5. \quad (11)$$

Правая часть (7) для модели рассчитывалась при $G = 6.67$, $\Delta\sigma = 0.5$ и с добавлением случайного шума с амплитудой 4, что дает 10% погрешность от максимального по модулю значения $f(x, y)$. В качестве начального приближения в итерационном процессе Флетчера–Ривса принималась функция $z_0(x, y) = 0.1$. Правилom останова итераций служило условие $\|\Phi'_\gamma(z_k)\|_{L_2} < 0.01$. Относительная погрешность полученного решения z_γ составила 2.7%.

На рис. 3 изображена модельная граница, а на рис. 4 – приближенное решение.

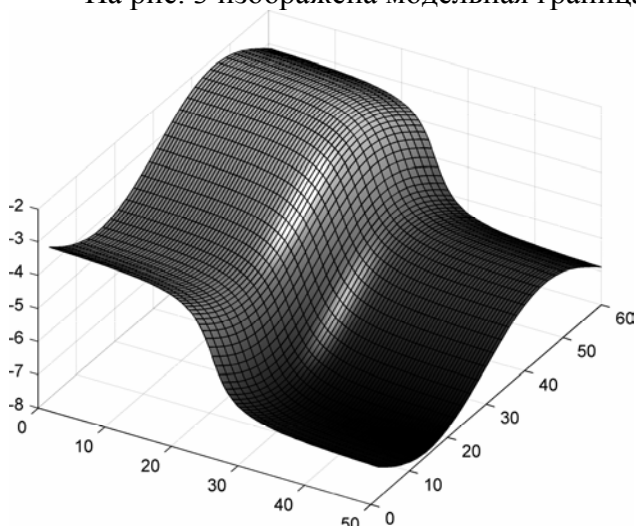


Рис. 3. Модельная граница, рассчитанная по формуле (10)

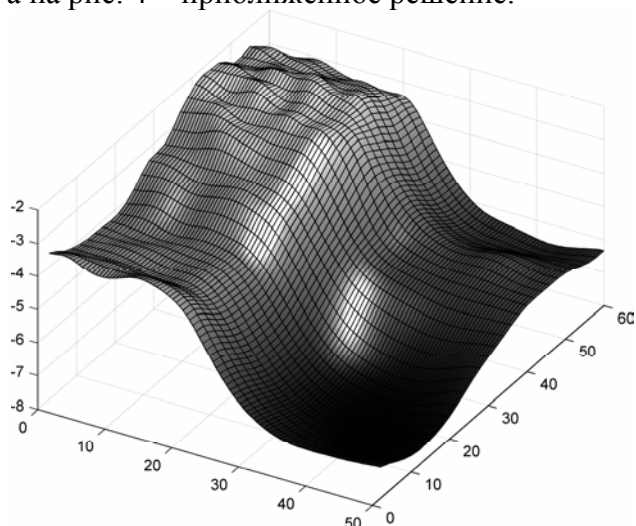


Рис. 4. Решение, найденное методом Флетчера–Ривса с параметрами $\gamma_1 = 1.78$, $\gamma_2 = 16$

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 06–01–00116.

Литература:

1. Мартышко П.С., Пруткин И.Л. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Геофизический журнал. 2003. Т.25, № 3, С.159–168.
2. Акимова Е.Н., Васин В.В., Пересторонина Г.Я. Решение обратной задачи магнитометрии с использованием параллельных технологий // Материалы 33–й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». – Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2006. С. 447–450.
3. Акимова Е.Н., Васин В.В. Решение обратной задачи магнитометрии на многопроцессорном вычислительном комплексе МВС–1000 // Материалы 34–й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». – Москва: ИФЗ РАН, 2007. С.8–11.

**РЕШЕНИЕ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ ВЭЗ
С УЧЕТОМ РЕЛЬЕФА ДНЕВНОЙ ПОВЕРХНОСТИ**

Александров П.Н.¹

1 – Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, Троицк
alexandr@igemi.troitsk.ru

Электрический потенциал φ в анизотропной среде в силу симметричности тензора

удельной электропроводности $\hat{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix}$ вне источников стороннего

электрического тока подчиняется дифференциальному уравнению

$$\operatorname{div} \mathbf{J} = \operatorname{div} \hat{\sigma} \operatorname{grad} \varphi = \operatorname{div} \hat{\sigma}^T \operatorname{grad} \varphi = 0,$$

где знак T - означает транспонирование.

Умножим это уравнение на функцию объема

$$V = \begin{cases} 1, & f(x, y) < z < z_1 \\ 0, & f(x, y) > z, z > z_1 \end{cases},$$

которая ограничивает носитель электрического потенциала φ поверхностью $z = f(x, y)$ и плоскостью $z = z_1$ (ось z направлена вглубь земли).

Тогда уравнение относительно произведения $V\varphi$ примет вид

$$\operatorname{div} \hat{\sigma} \operatorname{grad} (V\varphi) = \operatorname{grad} V \cdot \mathbf{J} + \operatorname{div} \hat{\sigma} (\varphi \operatorname{grad} V).$$

Функцию Грина $G = G(x, y, z, x', y', z')$ этого уравнения будем рассматривать как обратный оператор к дифференциальному оператору $\operatorname{div} \hat{\sigma} \operatorname{grad}$. Тогда действуя обратным оператором на левую и правую части полученного уравнения, получим

$$V\varphi(x', y', z') = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} [\operatorname{grad} G(x, y, z, x', y', z')]^T \hat{\sigma} \varphi \operatorname{grad} V dx dy dz - \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} G(x, y, z, x', y', z') [\operatorname{grad} V]^T \mathbf{J} dx dy dz.$$

Пусть кровля первого слоя с границей $z = f(x, y)$ совпадает с рельефом дневной поверхности. Тогда нормальная составляющая плотности электрического тока будет равна нулю везде, за исключением области, контактирующей с источником электрического тока \mathbf{J}^{ext} , т.е. $J_n = J_n^{ext}$.

Подошва первого слоя – плоскость с координатой $z' = z_1$. Рассмотрим области $z' > z_1$. В этом случае потенциал, умноженный на функцию объема $V\varphi(x', y', z')$, будет равен нулю. Кроме того, можно воспользоваться двумерным преобразованием Фурье по горизонтальным координатам x' и y' . Тогда получим

$$\begin{aligned} & \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \operatorname{grad} G(x, y, z_1, k_x, k_y, z' > z_1)^T \hat{\sigma} \mathbf{m}_1 \varphi(x, y, z_1) dx dy + \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} G(x, y, z_1, k_x, k_y, z' > z_1) J_z(x, y, z_1) dx dy = \\ & \{ -(ik_x \sigma_{13} + ik_y \sigma_{23}) \tilde{G}(-k_x, -k_y, z' > z_1) + \sigma_{33} \frac{\partial}{\partial z} \tilde{G}(-k_x, -k_y, z' > z_1) \} \tilde{\varphi}(k_x, k_y, z_1) - \\ & \tilde{G}(-k_x, -k_y, z' > z_1) \tilde{J}_z(k_x, k_y, z_1) = \\ & \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \operatorname{grad} G(x, y, f(x, y), k_x, k_y, z' > z_1)^T \hat{\sigma} \mathbf{m}_0 \varphi(x, y, f(x, y)) dx dy - \\ & \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} G(x, y, f(x, y), k_x, k_y, z' > z_1) J_n^{ext} dx dy = I_\varphi \end{aligned}$$

где $\mathbf{n}_0 = \mathbf{n}_0(x, y)$, \mathbf{n}_1 - нормали, соответственно, к дневной поверхности и плоской подошвы первого слоя, k_x и k_y - соответствующие пространственные частоты. Выражение для функции Грина $\tilde{G}(k_x, k_y, z)$ приведено в Приложении 1.

Для нормальной составляющей плотности электрического тока ниже подошвы первого слоя аналогично получим

$$\begin{aligned} & [(ik_x\sigma_{31} + ik_y\sigma_{32})\{-ik_x\sigma_{13} + ik_y\sigma_{23}\}\tilde{G}(-k_x, -k_y, z' > z_1) + \sigma_{33}\frac{\partial}{\partial z}\tilde{G}(-k_x, -k_y, z' > z_1)] + \\ & \sigma_{33}\{-ik_x\sigma_{13} + ik_y\sigma_{23}\}\frac{\partial}{\partial z'}\tilde{G}(-k_x, -k_y, z' > z_1) + \sigma_{33}\frac{\partial^2}{\partial z'\partial z}\tilde{G}(-k_x, -k_y, z' > z_1)\}]\tilde{\varphi}(k_x, k_y, z_1) - \\ & [(ik_x\sigma_{31} + ik_y\sigma_{32})\tilde{G}(-k_x, -k_y, z' > z_1) + \sigma_{33}\frac{\partial}{\partial z'}\tilde{G}(-k_x, -k_y, z' > z_1)]\tilde{J}_z(k_x, k_y, z_1) = \\ & \{(ik_x\sigma_{31} + ik_y\sigma_{32}) + \sigma_{33}\frac{\partial}{\partial z}\}\left\{\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} gradG(x, y, f(x, y), k_x, k_y, z' > z_1)^T \hat{\mathbf{m}}_0\varphi(x, y, f(x, y))dxdy - \right. \\ & \left. \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} G(x, y, f(x, y), k_x, k_y, z' > z_1)J_n^{ext}dxdy\right\} = I_j \end{aligned}$$

В векторном виде полученные уравнения примут вид $A\begin{pmatrix} \tilde{\varphi}(k_x, k_y, z_1) \\ \tilde{J}_z(k_x, k_y, z_1) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} I_\varphi \\ I_j \end{pmatrix}$, или в

векторном виде $A\mathbf{X}_1 = \begin{pmatrix} I_\varphi \\ I_j \end{pmatrix}$, где

$$A = \begin{pmatrix} -(ik_x\sigma_{13} + ik_y\sigma_{23})\tilde{G}(-k_x, -k_y, z' > z_1) + & -\tilde{G}(-k_x, -k_y, z' > z_1) \\ \sigma_{33}\frac{\partial}{\partial z}\tilde{G}(-k_x, -k_y, z' > z_1) & \\ (k_x\sigma_{31} + k_y\sigma_{32})(k_x\sigma_{13} + k_y\sigma_{23})\tilde{G}(-k_x, -k_y, z' > z_1) + & -[(ik_x\sigma_{31} + ik_y\sigma_{32})\tilde{G}(-k_x, -k_y, z' > z_1) + \\ \sigma_{33}\{-ik_x\sigma_{13} + ik_y\sigma_{23}\}\frac{\partial}{\partial z'}\tilde{G}(-k_x, -k_y, z' > z_1) + & \sigma_{33}\frac{\partial}{\partial z'}\tilde{G}(-k_x, -k_y, z' > z_1)] \\ (ik_x\sigma_{31} + ik_y\sigma_{32})\frac{\partial}{\partial z}\tilde{G}(-k_x, -k_y, z' > z_1) + & \\ \sigma_{33}\frac{\partial^2}{\partial z'\partial z}\tilde{G}(-k_x, -k_y, z' > z_1)\} & \end{pmatrix}$$

Отметим, что согласно зависимости функции Грина от вертикальной координаты, для $z' > z_1$ полученная система уравнений перестает зависеть от координаты z' .

Для нижележащей горизонтально-слоистой анизотропной среды решение получено в Приложении 2. Используя это решение, получим

$$D\mathbf{X}_1 = DA^{-1}\begin{pmatrix} I_\varphi \\ I_j \end{pmatrix} = 0.$$

Отсюда разрешая полученное интегральное уравнение относительно потенциала $\varphi(x, y, f(x, y))$, получим решение прямой задачи метода ВЭЗ для потенциала на рельефе дневной поверхности.

Приложение 1.

Уравнение для электрического потенциала в анизотропной среде с использованием двумерного преобразования Фурье по горизонтальным координатам x имеет вид:

$$\begin{aligned} \operatorname{div} \mathbf{J} &= ik_x (\sigma_{11} ik_x \tilde{\varphi} + \sigma_{12} ik_y \tilde{\varphi} + \sigma_{13} \frac{\partial}{\partial z} \tilde{\varphi}) + ik_y (\sigma_{21} ik_x \tilde{\varphi} + \sigma_{22} ik_y \tilde{\varphi} + \sigma_{23} \frac{\partial}{\partial z} \tilde{\varphi}) + \\ &\frac{\partial}{\partial z} (\sigma_{31} ik_x \tilde{\varphi} + \sigma_{32} ik_y \tilde{\varphi} + \sigma_{33} \frac{\partial}{\partial z} \tilde{\varphi}) = \\ \sigma_{33} \frac{\partial^2}{\partial z^2} \tilde{\varphi} + i(k_x (\sigma_{13} + \sigma_{31}) + k_y (\sigma_{23} + \sigma_{32})) \frac{\partial}{\partial z} \tilde{\varphi} - (k_x^2 \sigma_{11} + k_y^2 \sigma_{22} + k_x k_y (\sigma_{12} + \sigma_{21})) \tilde{\varphi} &= -\operatorname{div} \mathbf{J}^{ext}. \end{aligned}$$

Фундаментальное обобщенное решение этого уравнения (функция Грина) [1], удовлетворяющее уравнению

$$\sigma_{33} \frac{\partial^2}{\partial z^2} \tilde{G} + 2\sqrt{\sigma_{33}} p \frac{\partial}{\partial z} \tilde{G} - k^2 \tilde{G} = -\delta(z - z'),$$

$$\text{где } p = i \frac{k_x (\sigma_{13} + \sigma_{31}) + k_y (\sigma_{23} + \sigma_{32})}{2\sqrt{\sigma_{33}}}, \quad k^2 = k_x^2 \sigma_{11} + k_y^2 \sigma_{22} + k_x k_y (\sigma_{12} + \sigma_{21}),$$

имеет вид

$$\tilde{G} = \tilde{G}(k_x, k_y, z) = e^{-\frac{p}{\sqrt{\sigma_{33}}}(z-z')} \frac{e^{-\sqrt{\frac{k^2+p^2}{\sigma_{33}}}|z-z'|}}{2\sqrt{\frac{k^2+p^2}{\sigma_{33}}}}, \quad \operatorname{Re}\left(\sqrt{\frac{k^2+p^2}{\sigma_{33}}}\right) > 0.$$

Приложение 2.

В каждом однородном слое для постоянного электромагнитного поля электрический потенциал $\tilde{\varphi}$ и нормальная составляющая плотности электрического тока \tilde{J}_z удовлетворяет системе дифференциальных уравнений первого порядка

$$\frac{\partial}{\partial z} \begin{pmatrix} \tilde{\varphi} \\ \tilde{J}_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -ik_x \frac{\sigma_{31}}{\sigma_{33}} - ik_y \frac{\sigma_{32}}{\sigma_{33}} & \frac{1}{\sigma_{33}} \\ k_x^2 \frac{\sigma_{11}\sigma_{33} - \sigma_{13}\sigma_{31}}{\sigma_{33}} + k_y^2 \frac{\sigma_{22}\sigma_{33} - \sigma_{23}\sigma_{32}}{\sigma_{33}} + & -ik_x \frac{\sigma_{13}}{\sigma_{33}} - ik_y \frac{\sigma_{23}}{\sigma_{33}} \\ k_x k_y \frac{(\sigma_{12} + \sigma_{21})\sigma_{33} - \sigma_{13}\sigma_{32} - \sigma_{23}\sigma_{31}}{\sigma_{33}} & \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \tilde{\varphi} \\ \tilde{J}_z \end{pmatrix},$$

$$\text{или в векторном виде } \frac{\partial}{\partial z} \mathbf{X} = A \mathbf{X}.$$

Согласно граничным условиям вектор \mathbf{X} непрерывен при переходе через границу раздела сред. Вследствие этого, продолжение его через слой с кровли с координатой $z = z_1$ на глубину $z = z_2$ будет $\mathbf{X}_2 = e^{A(z_2 - z_1)} \mathbf{X}_1$, где \mathbf{X}_1 - вектор на кровле второго слоя ($z = z_1$).

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: $\mathbf{X}_n = \left(\prod_{j=2}^{n-1} e^{A^j h_j} \right) \mathbf{X}_1$, где h_j - толщина j -го слоя, n - номер последнего слоя

бесконечной толщины; A^j - передаточная матрица j -го слоя.

В слое бесконечной толщины из представления $\mathbf{X}_n(z) = e^{A^n(z-z_n)} \mathbf{X}_n$ 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 матрицы A_n . 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}_1 на подошве первого слоя $z = z_1$:

$$C\tilde{S}C^{-1}\mathbf{X}^n(z_n) = C\tilde{S}C^{-1}\left(\prod_{j=0}^{n-1} e^{A^j h_j}\right)\mathbf{X}_1 = D\mathbf{X}_1 = 0.$$

Литература:

1. Кеч В., Теодореску П. Введение в теорию обобщенных функций с приложениями в технике. М.:Мир, 1978. 518с.

**КАЛИБРАТОРЫ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ
ДЛЯ СКВАЖИННЫХ ПРИБОРОВ**
Астраханцев Ю.Г., Глухих И.И., Строкина Л.Г., Хейнсон А.П.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Из магнитных параметров горных пород и руд на практике в первую очередь измеряют магнитную восприимчивость, которая, в силу своей скалярной природы, наиболее доступна для массовых исследований. Измерение величины магнитной восприимчивости горных пород в условиях естественного залегания (на обнажениях, по стенкам горных выработок и в буровых скважинах) широко применяется при разведке и эксплуатации на месторождениях железных, бокситовых, марганцевых и сидеритовых руд. Этот же параметр успешно используется при разведке месторождений алмазов и ряда цветных металлов.

Измерения магнитной восприимчивости производятся в настоящее время, как правило, двухкатушечными измерителями магнитной восприимчивости. Калибруются они с помощью стандартных образцов магнитной восприимчивости [1].

Многочисленные исследования, проведенные на макетах буровых скважин в ВИРГе и в Институте геофизики УрО РАН в шестидесятых годах с целью определения величины «промагничиваемого» объема при каротаже, установили, что максимальная глубина измеряемого слоя породы слагающей стенки скважины составляет от 20 до 50 % от общей длины зонда, а высота слоя примерно равна длине зонда. Исходя из этих требований, в 2003 году в Институте геофизики Уральского отделения РАН совместно с Уральским НИИ метрологии был разработан комплект стандартных образцов магнитной восприимчивости для зондов с базой 300 мм в диапазоне от $4 \cdot 10^{-4}$ до $25 \cdot 10^{-3}$ единиц магнитной восприимчивости СИ (ед. м. в. СИ). Каждый образец имеет размеры: высота – 430 мм; диаметр – 300 мм; масса – 50 кг. Комплект состоит из четырех образцов [2].

Из-за больших размеров и большой массы калибровка стандартными образцами возможна только в стационарных условиях измерительной лаборатории. В полевых условиях для проверки стабильности передаточной характеристики измерителя используются имитаторы стандартных образцов – калибраторы. В Институте геофизики на основе проведенных исследований с 2000 года калибраторы успешно используются как неотъемлемая часть комплекта приборов для измерения магнитной восприимчивости в разведочных скважинах, что позволяет производить сквозную проверку измерительного канала конкретного прибора в полевых условиях.

Калибраторы имеют малые размеры, массу и на два порядка ниже стоимость, чем стандартные образцы. Для сравнения калибратор, изготовленный для того же прибора и того же диапазона значений магнитной восприимчивости, что и стандартные образцы, описанные выше, имеет массогабаритные показатели - высота 430 мм, диаметр 80 мм и масса 2 кг.

Калибраторы заполняются веществом, имеющим магнитную восприимчивость заведомо большую, чем у стандартного образца. За счет этого уменьшается диаметр корпуса при сохранении размера по высоте. Чем меньше диаметр калибратора, тем больше должна быть магнитная восприимчивость заполнителя по сравнению с заполнителем стандартного образца для одних и тех же показаний по шкале измерителя магнитной восприимчивости. На сегодняшний день применение калибраторов возможно только при привязке их к конкретному измерителю магнитной восприимчивости, прошедшему калибровку по стандартным образцам.

Требования к калибраторам:

1. Калибратор должен изготавливаться минимально возможных геометрических размеров и минимально возможной массы.

2. Материалы, из которых изготавливается калибратор, должны иметь стабильные магнитные и электрические характеристики во времени и при воздействии внешних факторов: температуры; магнитного поля; влажности.

3. Для исключения влияния проводимости на измеряемую величину магнитной восприимчивости материалы, применяемые в калибраторе, должны иметь проводимость не более 0,002 См/м.

4. Основное значение величины магнитной восприимчивости присваивается калибратору по шкале измерителя магнитной восприимчивости, в комплект которого он входит, после калибровки измерителя по стандартным образцам.

5. Сроки периодической проверки калибраторов устанавливаются техническими условиями на скважинный измеритель магнитной восприимчивости, в комплект поставки которого он входит.

6. Количество калибраторов и диапазон значений величин магнитной восприимчивости у них определяются техническими условиями на скважинный измеритель магнитной восприимчивости, в комплект поставки которого они входят.

7. Калибратор должен выдерживать воздействие низкочастотной вибрации при перевозке его грузовым автотранспортом и удар от свободного падения на ровную горизонтальную площадку с высоты не более 0,25 м.

Для диапазона магнитной восприимчивости от $5 \cdot 10^{-3}$ до $25 \cdot 10^{-3}$ ед. м. в. СИ и выше не известны парамагнитные материалы. Было принято решение о применении смеси ферромагнетика и парамагнетика с малой (порядка $1 \cdot 10^{-5}$ ед. м. в. СИ) магнитной восприимчивостью. В качестве ферромагнетика был выбран природный магнетит (Fe_3O_4) Качканарского месторождения в виде промпродукта (кека) в порошковом состоянии. Магнетит обладает стабильными магнитными свойствами и может применяться в качестве эталонного вещества [3]. В диапазоне напряженности магнитного поля от 0 до 4000 А/м, характеристика намагниченности его линейна, и магнитная восприимчивость изменяется от 0,8 до 0,81 ед. м. в. СИ, то есть приблизительно на 1 % [4].

В качестве «инертного наполнителя» выбран плавный периклаз производства Богдановичского АО «Огнеупоры». По литературным источникам плавный периклаз обладает высокой стабильностью физико-химических свойств [5]. Удельное объемное сопротивление его $5 \cdot 10^6$ Ом м, а магнитная восприимчивость $1 \cdot 10^{-5}$ ед. м. в. СИ.

Из-за малых объемов выпуска калибраторов их корпуса изготавливались из готовых изделий – бутылок из полиэтилентерефталата. Эти бутылки производятся в очень больших количествах и большой номенклатурой. Корпуса калибраторов изготавливаются методом склейки.

Была разработана методика и технология изготовления калибраторов. По этой методике с 2000 года изготовлено более сотни калибраторов. Методика и технологическая схема изготовления переданы ВНИИГИС в 2006 году.

На ряде предприятий применяются двухкатушечные зонды с большой базой. К примеру - на Качканарском горно-обогательном предприятии применяются зонды с базой 1000 мм. Один стандартный образец для зондов с такой базой имел бы массу почти в две тонны. Для проверки измерителей с такой базой используются эталонировочные скважины.

Теория двухкатушечных зондов для измерения магнитной восприимчивости горных пород была разработана в Ленинградском университете на факультете геофизики и ВИРГе в период 1960-70 годов [6]. Представляется целесообразным на основе этой теории разработать методику метрологической аттестации калибраторов в качестве стандартных образцов магнитной восприимчивости.

Литература:

1. ГОСТ 8.315-97. ГСИ. Стандартные образцы состава и свойств веществ и материалов. Основные положения. М.: Изд-во стандартов, 1997. 20 с. (С внесенным изменением №1, принятым Межгосударственным советом по стандартизации, метрологии и сертификации (протокол № 21 от 28.05.2002)).
2. Разработка и изготовление стандартных образцов предприятия для калибровки скважинных измерителей магнитной восприимчивости / И.И. Глухих, А.П. Хейнсон, Л.Г. Строкина и др. // Приборы и системы разведочной геофизики, 2006. № 3. С.17-19.

3. Глухих И.И., Карпов В.А., Шерендо Т.А. Использование природных магнетитов в качестве стандартных образцов // Повышение эффективности геолого-геофизических методов исследования месторождений полезных ископаемых. Сборник. Караганда: Карагандинский политехнический институт, 1988.
4. Глухих И.И. Магнитный экспресс-метод определения содержания железа в буровзрывных скважинах: Дис. ... канд. геолого-минералогических наук. Свердловск, 1969.
5. Свиаш В.Г., Перепелицин В.А., Матюшев Н.А. Плавленый периклаз. Екатеринбург: Уральский рабочий, 2001. 584с.
6. Кудрявцев Ю.И. Индукционные методы измерения магнитной восприимчивости горных пород и руд в естественных условиях. Л.: Недра, 1978. 240с.

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МНОГОСЛОЙНОГО АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА

Бессонова Е.А.¹, Залищак В.Б.², Зверев С.А.¹

1 - Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток

2 – ДВГТУ, Владивосток

belenal@yandex.ru

Изучение культурного слоя Краскинского городища - крупнейшего на территории Приморского края археологического памятника государства Бохай (698 – 926 гг.) геофизическими методами проводится с 2004 года. На основе анализа результатов измерений модуля полного вектора геомагнитного поля выделены источники аномального магнитного поля природного и антропогенного происхождения. Реконструирована внутренняя топография культурного слоя средневекового равнинного городища, определено местоположение наиболее информативных объектов, необходимых для понимания культурно-исторического развития археологического памятника. В частности, по результатам интерпретации аномального магнитного поля предположено наличие на глубине около двух метров каменного вала, ограничивающего меньшее по площади поселение в северо-восточной части городища. Такое поселение, скорее всего, относится к самому раннему этапу существования городища. Его изучение, возможно, поможет выйти на решение проблемы добохайской истории этого района - в частности, его связи с предшествовавшим Бохаю государством Когурё (I в. до н.э. – 668 г.) [1].

В процессе исследований на основании комплексного анализа многопараметровой информации, включающей результаты крупномасштабной магнитной съёмки, восстановлены особенности осадконакопления на территории древнего поселения на последнем этапе развития геологической среды. Сделан вывод о полигенетическом характере аккумуляции осадочного материала в культурном слое Краскинского городища. Реконструкция характера аккумуляции осадков свидетельствует о значительном влиянии природных процессов на эволюцию Краскинского городища. Сделан вывод о том, что одной из наиболее значимых причин прекращения существования поселения явились катастрофические паводки [2].

Однако, возможности магнитометрии для исследования нижних горизонтов культурных отложений ограничены, что определяется их многослойной структурой. Поэтому, для определения мощности культурного слоя и восстановления его внутренней топографии в 2006-2007 гг. была использована электрометрия (ВЭЗ и электропрофилеирование). Следует отметить, что метод электрических зондирований применяется в археологии, как правило, в модификации электрической томографии. Но, с учётом её трудоёмкости и относительно высокой стоимости, было отдано предпочтение ВЭЗ, выполненным по квадратной сети 50x50 м на всей площади поселения (около 12 га). Параметрическая точка ВЭЗ, расположенная за валом городища позволила получить представление о геоэлектрическом разрезе без учёта антропогенного фактора.

Все кривые ВЭЗ допускают интерпретацию в рамках горизонтально – слоистой модели. Параметрическая точка ВЭЗ проинтерпретирована трёхслойным горизонтально-слоистым разрезом. На территории археологического памятника в разрезе выделено от 3-х до 5-ти слоёв.

Анализ кривых ВЭЗ позволил закартировать опорный горизонт пониженного сопротивления (5-20 Ом*м), представленный глинами или тяжёлыми (с малым содержанием песка) суглинками, отождествляемыми с морскими отложениями среднеголоценового возраста, формирование которых связано с максимальными фазами атлантической трансгрессии (2460-2250 лет назад). По результатам интерпретации, глубины залегания кровли опорного геоэлектрического горизонта пониженного сопротивления находятся в пределах от 2,07 до 4,42 м. Наблюдается понижение глубин залегания кровли с севера на юг. В центре Краскинского городища выявлено поднятие опорного горизонта вытянутое в субмеридиональном направлении. Мощность этого горизонта достаточно велика – от 5 до

12.8 м, в среднем она составляет около 10 м. Поскольку низкое удельное электрическое сопротивление опорного горизонта свидетельствует о его высокой глинистости, а мощность достаточно велика, можно считать, что через этот слой практически отсутствует фильтрация грунтовых вод. Опорный горизонт глин, уверенно выделяемый по результатам геоэлектрических исследований, вероятно, ограничивает снизу возможный культурный слой (выше глин могут быть отложения не затронутые антропогенным воздействием), являясь в то же время водоупором. Возможность отсутствия культурного слоя в песчаных отложениях над горизонтом глин подтвердилась и раскопками. Как показали результаты исследований раскопками в северо-западной части археологического памятника в 2007 г., культурный слой на этом участке составлял от 1 до 2 м, ниже были не содержащие археологического материала пески разной плотности.

Анализ геоэлектрических разрезов, построенных по профилям широтного направления, выявил неоднородность толщи над опорным горизонтом низкого сопротивления. Удельное электрическое сопротивление (УЭС) этой толщи меняется в пределах от 40-45 до почти 1000 Ом*м (ВЭЗ-23).

Определена литология рыхлых и глинистых отложений. Слой, залегающий непосредственно над опорным горизонтом глин, имеет среднее значение УЭС 125 Ом*м и мощность 1,6 м. По сопротивлению этот слой можно отнести к обводненным пескам. Слой, залегающий выше имеет мощность до 1 м, УЭС 150-320 Ом.м. и соответствует пескам и супесям. На отдельных участках отмечена зона пониженных сопротивлений в первом от поверхности слое разреза. Сопротивление этой зоны менее 100 Ом.м, мощность до 1 м, и она заметно выделяется на фоне вмещающих пород. Наиболее высокими удельными сопротивлениями характеризуются отдельные части первого и второго от поверхности слоев (550-900 Ом.м.). Максимальное сопротивление (958 Ом.м) отмечено в первом слое на северо-востоке Краскинского городища. Ранее по данным магниторазведки, электропрофилирования и заверочных раскопок было установлено, что области повышенных сопротивлений геоэлектрического разреза соответствуют скоплениям каменного материала. По результатам интерпретации геоэлектрических разрезов сделано предположение о преобладании каменного материала в северной части археологического памятника.

В соответствии с геоэлектрическими разрезами рыхлые отложения выше опорного горизонта представлены слоями обводненных и необводненных песков. Результаты исследований раскопками в 2006-2007 гг. показали, что культурный слой иногда встречается в обводненных песках (как правило, в виде отдельных котлованов), иногда не доходит на полную глубину необводненных песков. То есть, «обводненность» и «необводненность» не являются показателями «культурности». Видимо, существенным показателем «культурности» слоя могут служить скопления камней от различных сооружений.

Электропрофилирование выполнено на полигоне размерами 20x50 м, расположенном на участке, где по результатам магнитной съёмки предположено наличие на глубине около двух метров каменного вала, ограничивающего меньшее по площади поселение. Построена карта УЭС по глубине около 2-х метров. Значения исследуемого параметра меняются в пределах 60 - 180 Ом.м, что соответствует условиям увлажненной геоэлектрической среды и согласуется с прилеганием исследуемого участка обводненной территории. На карте явно прослеживается чередование субмеридианально вытянутых «положительных» и «отрицательных» аномалий УЭС (рис.1).

Цепочка положительных аномалий, протягивающаяся с севера на юг, в западной части планшета ограничена с востока и запада также вытянутыми субмеридианальном направлении зонами, характеризующимися пониженными значениями УЭС. Длина аномальных зон около 40 метров. Поперечные размеры «положительной» аномалии около 3-х метров, «отрицательных» - 3-5 метров. Наблюдается соответствие выделенной аномалии ρ_k и положительной аномалии магнитного поля, отражающей влияние аномалообразующего археологического объекта, по ранее выдвинутому предположению являющегося валом внутреннего города. Повышенные значения УЭС 120-180 Ом.м. характерны для каменного материала, пониженные значения параметра (60-80 Ом.м) характерны для влажных песков.

По результатам электропрофилирования на западном участке экспериментального полигона с уверенностью можно выделить вытянутую в субмеридианальном направлении зону повышенного сопротивления, которая обусловлена наличием, по всей вероятности, стенок или валов, сложенных из крупных обломков скальных пород магматического и осадочного происхождения. Пониженные значения УЭС на участках, прилегающих к валу с запада и востока соответствуют понижениям палеорельефа, заполненным песком.

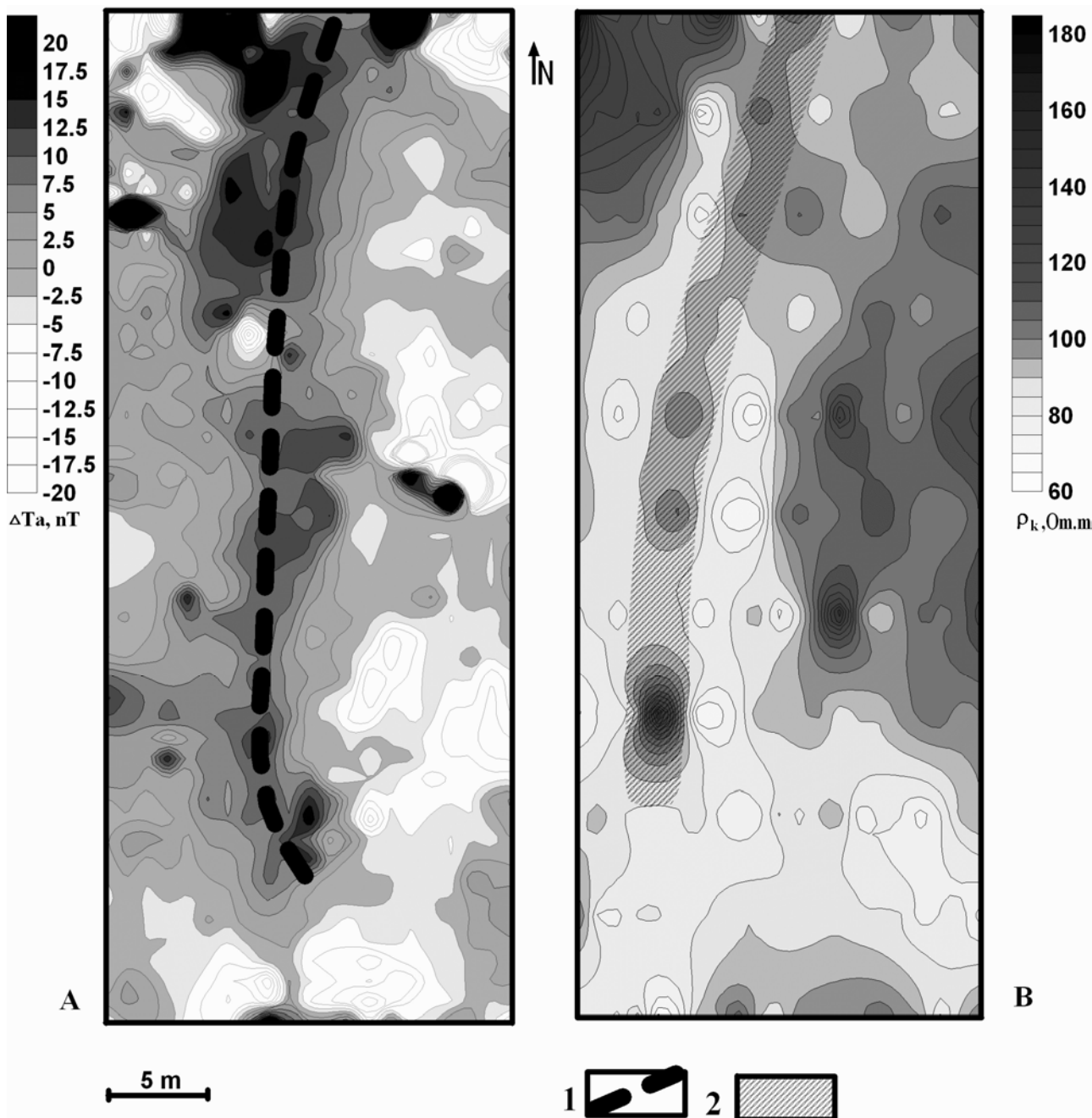


Рис.1. Результаты геофизических работ на экспериментальном полигоне. А – аномальное магнитное поле; В – распределение значений УЭС на глубине около 2-х м; 1 – предполагаемый вал внутреннего города, выделенный по аномальному магнитному полю, 2 – локализация вала внутреннего города по глубине около 2-х м по данным электропрофилирования.

Отмечены повышенные значения УЭС в восточной, крайней северо-западной и южной частях полигона. Характер распределения исследуемого параметра на указанных участках и размеры аномалий позволяют сделать вывод о наличии локальных археологических объектов, являющихся элементами застройки нижних строительных

горизонтов. В значительной мере аномалии повышенного кажущегося сопротивления коррелируют с магнитными аномалиями.

Последовательно выполненные геофизические исследования многослойного археологического памятника, на первом этапе которых выполнено микромагнитное картирование, а затем с использованием электростратиграфии выделена подошва культурного слоя и прослежены объекты на нижних строительных горизонтах, позволили получить уникальную информацию о внутренней топографии культурного слоя Краскинского городища. С 2005 года результаты геофизических работ используются в ИИАЭ ДВО РАН при планировании раскопок. Дальнейшее совершенствование методики геофизических исследований археологических памятников Приморья предоставит возможность проводить реконструкцию культурного слоя без крупномасштабных раскопок.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ДВО РАН 05-3-А-11-046, 07-III-Д-11-114.

Литература:

1. Бессонова Е.А., Ивлиев А.Л. Результаты применения магниторазведки для решения археологических задач на Краскинском городище // Вестник ДВО РАН. 2007. № 5. С.92-101.
2. Бессонова Е.А. Применение микромагнитного картирования для выделения неоднородностей геологического и антропогенного генезиса в современных осадках береговой зоны бухты Экспедиции (залив Петра Великого) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 6. С. 38-52.

ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Блох Ю.И.¹, Бондаренко В.И.², Рашидов В.А.³, Трусов А.А.⁴

1 - Российский государственный геологоразведочный университет, Москва

2 - Костромской Государственный Университет им. Н.А. Некрасова, Кострома

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

4 - ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика», Москва

rashidva@kscnet.ru

Курильская островная дуга (КОД) - типичная островная дуга Восточной Азии. Она является важным элементом зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. В настоящее время здесь происходят интенсивные геологические процессы, поверхностным проявлением которых являются современный вулканизм и высокая сейсмичность. Охотоморский склон КОД осложнен подводными вулканами.

В 1981-91 гг. 11 специализированных вулканологических экспедиций на НИС "Вулканолог", направленных на изучение подводного вулканизма КОД, были проведены сотрудниками Института вулканологии ДВО РАН и Института вулканической геологии и геохимии ДВО РАН [1-19]. По данным комплексных вулканологических исследований (эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, гидромагнитная съемка, геологическое опробование) составлен "Каталог подводных вулканов и гор Курильской островной дуги", который непрерывно пополняется. При современном уровне изученности в пределах КОД идентифицировано 116 подводных вулканов и гор, объединяемых в 8 вулканических зон.

Установлено, что в пределах КОД подводные вулканы образуют цепочки, причленяющиеся, как правило, косо к Большой Курильской гряде. По-видимому, местоположение цепочек подводных вулканов контролируется магмовыводящими зонами разрывных нарушений. Часто подводные вулканы бывают приурочены к крупным зонам сбросо-сдвигов, пересекающих Большую Курильскую гряду. Нередко подводные вулканы объединены в массивы. Большинство подводных вулканов, как и наземных, имеют плиоцен-четвертичный возраст. На некоторых из них отмечены признаки недавних извержений. Подножия вулканов обычно сложены рыхлым вулканогенным материалом и лавовыми потоками базальтов и андезибазальтов, в привершинных частях островершинных вулканов часто наблюдаются экструзии дацитов и риодацитов. Отмечены достаточно отчетливые контакты вулканических построек с перекрывающими или вмещающими их осадочными толщами. Относительные высоты подводных вулканов иногда превышают 3 км, а крутизна склонов изменяется от 1-15° у подножий, до 30° и более - в привершинных частях. Размеры по осям основания меняются от 3 до 25 км, а объемы вулканических построек от 1-3 до 400-450 км³. Некоторые постройки возвышаются над уровнем моря в виде островов-вулканов. Отмечены островершинные и плосковершинные вулканы. В настоящее время плоские вершины в основном, наклонены в сторону Курильской котловины. Глубина их и наклон закономерно увеличиваются с удалением от фронтальной зоны Курильской островной дуги, что свидетельствует о продолжающемся погружении котловины.

Большинство подводных вулканов четко отражается в магнитном поле, и к ним приурочены локальные аномалии, не нарушающие общий характер поля. Интенсивность аномалий изменяется от 70 до 1000 нТл, а горизонтальный градиент поля нередко превышает 100 нТл/км. Наблюдаемые локальные аномалии магнитного поля обусловлены, в основном современным рельефом построек, а роль "глубинных корней" незначительна. Подавляющая часть подводных вулканических построек намагничена по направлению современного магнитного поля.

Лабораторные исследования горных пород, драгированных в пределах КОД, показали, что образцы сильно дифференцированы по своим магнитным характеристикам, причем наиболее магнитными являются свежие неизменные разности.

В пределах КОД получили значительное распространение гидротермальная деятельность, эрозионные и оползневые процессы. При этом некоторые оползневые тела занимают "висячее" положение на склонах вулканических массивов. Не исключено, что при сильных землетрясениях или извержениях эти тела могут сместиться вниз по склону и стать причиной цунами.

Сделано предположение о возможной подводной газогидротермальной активности в вулканическом массиве Черных Братьев и на подводном вулкане Крылатка (рис. 1). Определен возраст формирования подводных вулканов Григорьева, 1.4, Белянкина, Смирнова, Крылатка.

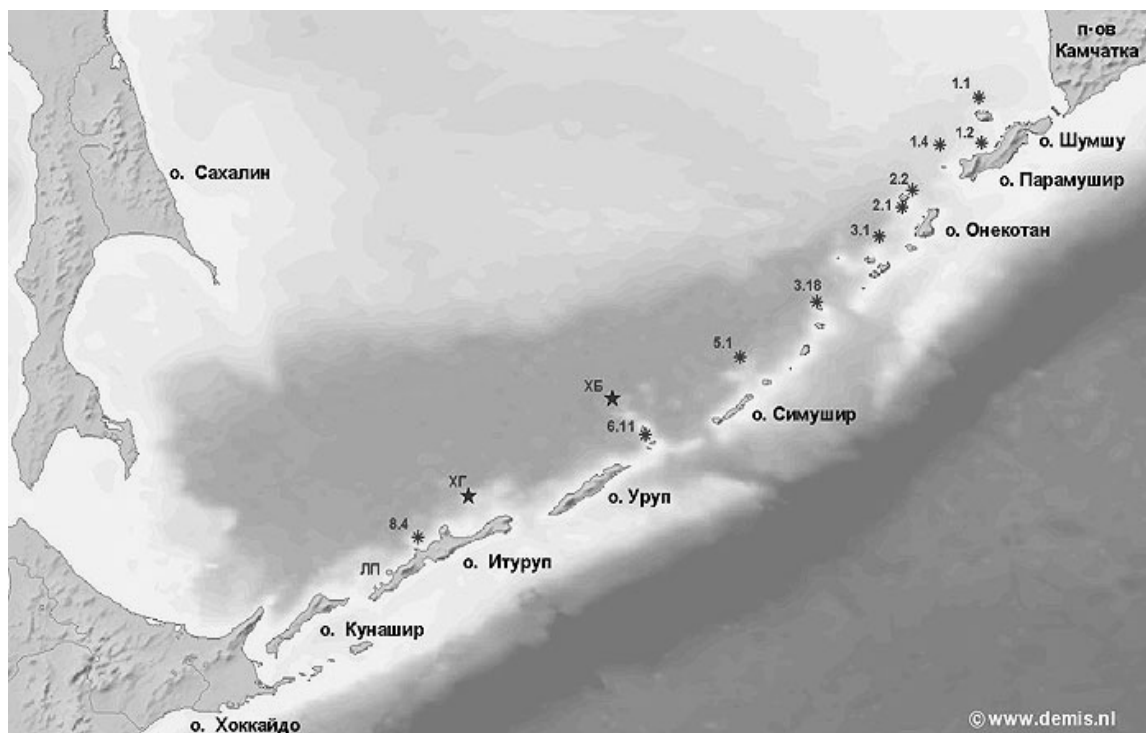


Рис. 1 Детально изученные подводные вулканы КОД. 1.1. – вулкан Григорьева; 1.2 – погребенная зона; 1.4. –вулкан к западу от о. Парамушир; 2 – вулкан Белянкина; 2.2 –вулкан Смирнова; 3.1 –вулканический массив Эдельштейна; 3.18 – вулкан к западу от о. Райкоке; 5.1- вулкан Юбилейный; 6.11- вулканический массив Черных братьев; ХБ-хребет Броутона; ХГ - хребет Гидрографов; 8.4 – вулкан Крылатка; ЛП-кальдера Львиная Пасть.

Установлено, что Парамуширские гидроакустические аномалии приурочены к долгоживущей зоне глубинных разломов на границе структур прогиба Атласова и Парамуширского островного блока. Эта зона является активной, по крайней мере, с неогена.

Действующий вулкан Алаид и подводный вулкан Григорьева генетически неразрывно связаны между собой и составляют единый массив северо-западного простирания – вулканический массив Алаид. Массив располагается в пределах линейной зоны повышенной проницаемости северо-западного простирания, протягивающейся от хребта Вернадского (о. Парамушир) на юго-востоке и, возможно, до банки Лебеда на северо-западе. Исследования, проведенные на полигоне от вулканического массива Алаид до банки Лебеда, показали, что подводный вулкан Григорьева расположен в непосредственной близости к линейной зоне, сложенной породами с повышенной намагниченностью, возникшей, возможно, почти одновременно с образованием вулканической постройки. Подводный вулкан Григорьева является самостоятельным вулканическим сооружением, а не боковым конусом вулкана Алаид, как предполагалось ранее. Наличие значительного количества побочных конусов существенно отличает массив Алаид от большинства наземных и подводных вулканов КОД.

Сделано предположение об аномальном магматизме массива Алаид, по отношению к другим вулканам и вулканическим массивам Курильской островной дуги.

Проведена совместная интерпретация материалов геофизических исследований подводных вулканов КОД и результатов изучения драгированных железомарганцевых образований, которые могут рассматриваться как индикаторы возможного гидротермального сульфидного рудообразования.

Создан web-сайт «Геофизические исследования подводных вулканов Курильской островной дуги», размещенный в глобальной сети Интернет по адресу http://www.kscnet.ru/ivs/grant_05/kyrily/index.html, на котором представлены результаты исследований 24 подводных вулканов и трех подводных кальдер.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 05-05-65102) и ДВО РАН (проект 06-3-А-08-326).

Литература:

1. Авдейко Г.П., Бондаренко В.И., Палуева А.А., Рашидов В.А., Романова И.М. Геофизические исследования подводных вулканов Курильской островной дуги: состояние, итоги, перспективы // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2005. С.3-7.
2. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др. Применение пакета программ структурной интерпретации СИГМА-3D при изучении подводных вулканов Курильской островной дуги // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. №2. Вып.6. С.67-76.
3. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др. 3D моделирование подводных вулканов Курильской островной дуги // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 33-ей сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2006. С.16-21.
4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Подводный вулкан Григорьева (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2006. №5. С.17-26.
5. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Вулканический массив Алаид (Курильская островная дуга) // Материалы международного симпозиума «Проблемы эксплозивного вулканизма» 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный. Петропавловск-Камчатский: ИВСДВО РАН, 2006. С.135-143.
6. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Подводные вулканы Парамуширской вулканической группы (Курильская островная дуга) // Глубинное строение, геодинамика, мониторинг, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Четвертые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2007. С.134-136.
7. Бондаренко В.И., Надежный А.М. Акустические неоднородности осадочного чехла в районе предполагаемого газогидротермального выхода у о. Парамушир // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С.100-104.
8. Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Селиверстов Н.И., Шкира В.А. Подводный вулкан к западу от о-ва Парамушир // Вулканология и сейсмология. 1994. №1. С.13-18.
9. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Вулканический массив Черных Братьев (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 3. С.35-51.
10. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. О возможной подводной вулканической активности в районе островов Черные Братья (Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. №2. С.80-88.

11. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Новые данные о морфологии подводных вулканических хребтов Гидрографов и Броутона (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2004. №4. С.51-58.
12. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Погребенная подводная вулканическая зона к западу от о. Парамушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2 Вып. 8. С.69-85.
13. Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Рашидов В.А. Анализ магнитного поля трех позднекайнозойских подводных вулканов в северной части Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 2004. № 2. С.73-83.
14. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. Ответственный редактор академик Ю.М. Пуцаровский. М.: Наука, 1992. 528с.
15. Рашидов В.А. Геомагнитные исследования подводных вулканов северной части Курильской островной дуги // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский. 2001. С.300-315.
16. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Геофизические исследования подводных вулканов Белянкина и Смирнова (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология.1998. №6. С.107-114.
17. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Подводный вулканический массив Эдельштейна (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2003. №1. С.3-13.
18. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Геофизические исследования подводного вулкана Крылатка (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2004. №4. С.65-76.
19. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Романова И.М., Палуева А.А. Геофизические исследования подводных вулканов Курильской островной дуги в электронных информационных ресурсах Интернет // Геофизический мониторинг Камчатки. Материалы научно-технической конференции 17-18 января 2006 г., Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2006. С.75-82.

ВЛИЯНИЕ СОСТОЯНИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ НА СУТОЧНЫЙ И СЕЗОННЫЙ РИТМЫ ОРГАНИЗМА ЖИТЕЛЕЙ СЕВЕРНЫХ ШИРОТ

Борисенков М.Ф.

Институт физиологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

borisenkov@physiol.komisc.ru

В организме человека функционирует многоуровневая система, обеспечивающая поддержание суточных и сезонных ритмов активности клеток и органов. Внешним сигналом, синхронизирующим работу биологических часов с суточными и сезонными изменениями состояния окружающей среды, является режим освещения. Ключевую роль в синхронизации суточных и сезонных ритмов организма с ритмами окружающей среды выполняет эпифиз, секретирующий мелатонин. На функцию эпифиза, кроме светового режима, оказывают влияние целый ряд экологических (естественное и искусственное электромагнитное излучение) и социальных (сменный характер труда, освещение в ночное время) факторов. В последние годы в литературе активно обсуждается вопрос о взаимосвязи между нарушениями биологических ритмов организма человека и риском возникновения онкологических заболеваний [1].

На организм человека на Севере оказывает негативное влияние целый ряд климатических факторов: изменяющаяся в течение года в широком диапазоне продолжительность светового дня, значительные колебания геомагнитной активности и др. Длительное проживание на Севере сопряжено со стойким нарушением биологических ритмов организма. Считается, что неблагоприятная экологическая обстановка на Севере является причиной более высокой частоты выявления опухолей и смертности северян от онкологических заболеваний, по сравнению с жителями южных широт [2].

Ранее нами было показано, что у больных раком молочной железы (РМЖ), проживающих в условиях Севера, наблюдается необычная сезонная динамика гормональной чувствительности опухолей [3] и показателя пятилетней выживаемости [4], характеризующаяся двумя максимумами. Наиболее выражен полугодовой ритм показателя пятилетней выживаемости у жителей Крайнего Севера (59-62,5⁰ северной широты) Республики Коми [5]. Достоверно более низкий показатель пятилетней выживаемости больных РМЖ, проживающих на Крайнем Севере, нами отмечен в том случае, если им диагноз был поставлен в периоды осеннего и весеннего максимумов геомагнитной активности. Это позволило нам высказать предположение, что на организм больных РМЖ в условиях Крайнего Севера негативное влияние оказывают магнитные бури, что ухудшает результаты лечения.

В исследованиях, проведенных на здоровых добровольцах, проживающих в г. Сыктывкаре и его окрестностях, изучалось влияние экологических факторов Севера на суточный ритм общей антиоксидантной активности (ОАА) слюны. Показано, что показатель ОАА слюны имеет выраженный суточный ритм с максимумом в ночное или раннее утреннее время [6]. Естественное освещение ночью в период белых ночей достоверно снижает, а введение экзогенного мелатонина перед сном достоверно повышает амплитуду суточного ритма показателя [7]. Ретроспективный анализ зависимости показателей суточного ритма ОАА слюны от уровня геомагнитной активности в день проведения обследования позволил выявить достоверную криволинейную корреляционную зависимость между амплитудой суточного ритма ОАА слюны и величиной K_p [8]. Максимальные значения показателя суточного ритма ОАА слюны наблюдались при умеренных значениях геомагнитной активности, тогда как при повышении значений K_p и во время магнитного шторма наблюдали минимальные значения амплитуды суточного ритма ОАА слюны человека.

Таким образом, проведенные исследования показали, что электромагнитное поле Земли оказывает влияние на суточный и сезонный ритмы организма здоровых и больных жителей Северных широт. В работе онкологических учреждений в районах Крайнего Севера необходимо учитывать геомагнитную обстановку при диспансеризации населения и назначении лечебных процедур больным. Для выяснения механизма воздействия

электромагнитного поля на организм человека необходимо провести комплексные исследования с участием геофизиков, физиологов и онкологов.

Литература:

1. Anisimov V.N. Light pollution, reproductive function and cancer risk // *Neuroendocrinology Letters*. 2006. Vol.27, No.1-2. P. 35-52.
2. Анисимов В.Н., Айламазян Э.К., Батурич Д.А., Забежинский М.А., Алиминова И.Н., Попович И.Г., Бениашвили Д.Ш., Мэнтон К.Р., Провинциали М., Франчески К. Световой режим, ановуляция и риск злокачественных новообразований женской репродуктивной системы: механизмы связи и профилактика // *Ж. акуш. и женских болезней*. 2003. Т. 52, №2. С.47-58.
3. Борисенков М.Ф., Баженов С.М. Факторы, влияющие на содержание рецепторов овариальных гормонов в опухолях молочной железы у женщин // *Онтогенез*, 1999. Т. 30, № 2. С.130-133.
4. Борисенков М.Ф. Хронобиология опухолевого роста // *Вопросы онкологии*, 2003. Т.49, № 3. С. 20-27.
5. Борисенков М.Ф., Баженов С.М. Сезонная динамика опухолевого процесса в молочной железе у жительниц Крайнего Севера // *Вопросы онкологии*, 2005. Т.51, №6. С.708-711.
6. Борисенков М.Ф., Ерунова Л.А., Люсева Е.М., Поздеева Н.В. Суточная динамика общей антиоксидантной активности слюны человека // *Физиология человека*. 2007, Т.33, №3. С.137-138.
7. Борисенков М.Ф. Влияние естественного освещения в период «белых ночей» и мелатонина на суточную динамику общей антиоксидантной активности слюны человека // *Успехи геронтологии*, 2007. Т.20, №2. С.76-81.
8. Борисенков М.Ф. Влияние состояния магнитного поля Земли на суточную динамику общей антиоксидантной активности слюны человека на Севере // *Успехи геронтологии*, 2008 (в печати).

ИССЛЕДОВАНИЕ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ В КАРСТООПАСНЫХ РАЙОНАХ

Варлашова Ю.В.

Горный институт УрО РАН, Пермь
ivanova@mi-perm.ru

В России решение задачи оценки карстоопасности и прогнозирования развития карста, как правило, ограничивается районированием территорий по геологическому строению и гидрогеологическому режиму, а также инженерно-геологическими изысканиями при проведении строительных работ. Задача же обнаружения карстовых пустот вблизи ответственных сооружений и оценки их опасности обычно не решается в связи с отсутствием возможности проведения таких исследований или из-за их высокой стоимости и низкой информативности. Традиционно используемые для этой цели геофизические методы (электро-, грави- и сейсморазведка) весьма трудоемки. Кроме того, они позволяют обнаруживать пустоты только непосредственно под точками наблюдений и не дают оперативной информации о динамике их развития. Использование высокоразрешающих сейсмологических мониторинговых наблюдений для обнаружения опасных карстовых пустот является новым и очень перспективным подходом, позволяющим выявлять полости, находящиеся в стадии активного роста. Одним из этапов для решения этой задачи является исследование микросейсмических шумов в карстоопасных районах и совершенствование способов их подавления при проведении сейсмологических наблюдений.

Во время эксплуатации сейсмической станции модели шума и его вариаций исследуют для повышения эффективности обработки сейсмических данных. Кроме того, периодически, в связи с изменяющейся обстановкой в районе расположения станций отслеживается динамика изменения характеристик шума, что может помочь выявить дополнительные шумы на определенных частотах, связанных, например, с каким-либо промышленным производством.

Однако для этого необходимо предварительное тщательное изучение параметров сейсмического шума по станции, создание реальной модели шума и его естественных вариаций. Последующий постоянный расчет кривых шума, сравнение их с моделями обеспечивают выявление изменений, связанных с возникающими аппаратными проблемами и способствует оперативному устранению неполадок.

С этой целью проведено:

- Изучение спектральных моделей шума по региональной сейсмической станции «Кунгур» расположенной в гроте «Геологов» Кунгурской Ледяной пещеры.
- Изучение вариаций микросейсмического шума, в том числе, отдельно для дневного и ночного шума.
- Изучение недельных и годовых вариаций шума.

Для получения спектральной модели шума использовались экспериментальные данные (сейсмические записи) за весь период наблюдений. Для стабилизации сигнала и исключения резких кратковременных погодных вариаций и техногенной активности по станции создавались выборки из не менее 40 фрагментов сейсмических записей длиной по 30 минут не осложненные видимыми помехами. Отдельно формировались данные для изучения дневного и ночного шума. Дневным периодом считалось местное время от 7 до 19 часов, ночным – от 19 до 7 часов. В данной работе приведены результаты оценки параметров шумов только по вертикальной компоненте (рис.1).

Для сопоставления на данном рисунке также представлены модели шумов по Петерсону [1] (NHNМ – Новая модель сильных шумов, NLNM – Новая модель слабых шумов), полученные в результате обобщения показаний сейсмических станций всего мира.

Как видно, уровень микросейсмических шумов в Кунгурской Ледяной пещере можно классифицировать как средний по интенсивности. Отмечаемый на спектре максимум (в районе 0,1 – 0,4 Гц) связан с коровыми волнами Рэлея, возбуждаемыми в морях и океанах движениями водных масс. Для сейсмологического мониторинга локальных процессов в

пещере интерес представляют сейсмические колебания с частотами выше 1 Гц. Как видно из рисунка 1, в диапазоне от 1 до 7 Гц вариации микросейсм не превышают 1 порядка по мощности (3-кратное изменение по амплитуде), а средняя спектральная мощность составляет $7 \cdot 10^{-16} ((\text{м/с})^2)/\text{Гц}$. Данная мощность соответствует среднеквадратической амплитуде колебаний 65 нм/с.

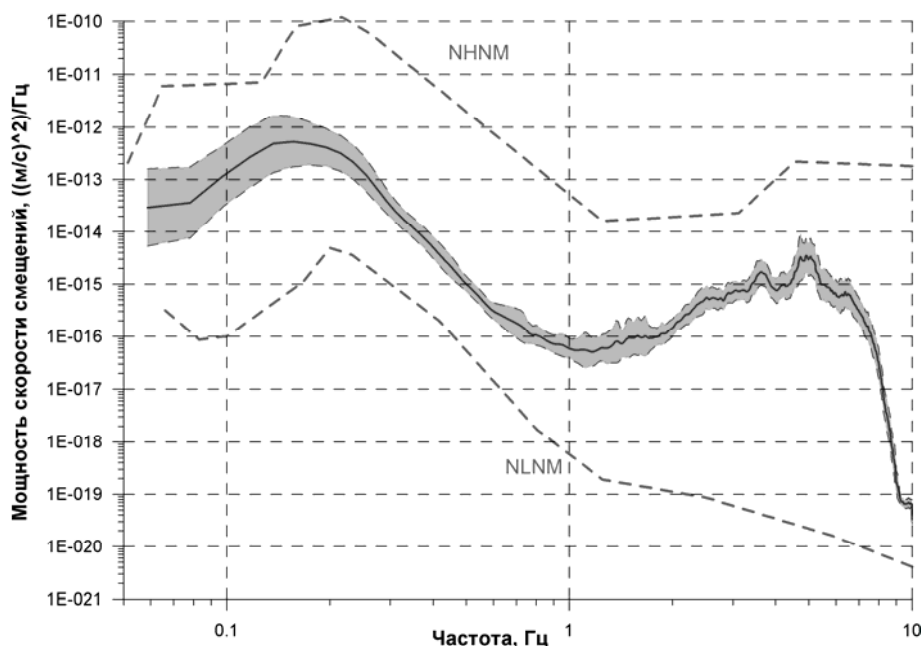


Рис.1. Осредненный спектр мощности скорости смещений и доверительные интервалы микросейсмических шумов для сейсмостанции «Кунгур» (вертикальная компонента)

Повышение уровня шума в области частот от 3 до 7 Гц связано с техногенным шумом города Кунгур и расположенной в двух километрах железной дороги.

Качество станций по характеристикам шума определяется не только уровнем шума, но и его вариациями. Хорошая станция должна характеризоваться низким уровнем шума в «рабочем» диапазоне периодов и небольшим разбросом уровня шума вследствие естественных вариаций. Одной из главных составляющих вариаций являются суточные вариации. В качестве характеристик суточных вариаций были рассмотрены различие уровней средней спектральной кривой между дневным и ночным наблюдениями. На рисунке 2 дано сравнение спектров мощностей скоростей смещений микросейсмических шумов для дня и ночи.

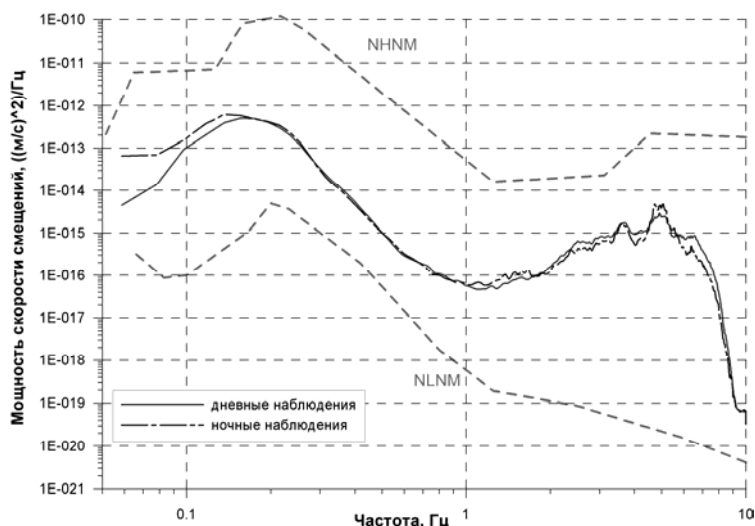


Рис. 2 Спектры мощности микросейсмических шумов для дневных и ночных наблюдений

На рисунке 3 приведены графики суточных вариаций скоростей смещения для сейсмостанции «Кунгур». Графики получены в результате обработки временных интервалов продолжительностью до 10 суток. Оценивалась среднеквадратическая амплитуда скоростей смещения для вертикальной компоненты в получасовом окне.

Анализ графиков относительных суточных вариаций в частотном диапазоне 0.5-10 Гц отмечает наличие техногенного «суточного хода», отражающий ритм жизни города: всплеск в начале рабочего дня (7 ч), время обеда (11 – 13 ч), конец рабочего дня (17-18 ч) и постепенный спад в ночные часы. Наименьший уровень микросейсмических шумов отмечаются в ночное время. Динамический диапазон суточных вариаций зависит от величины и близости города или промышленной зоны. Амплитуда самых значительных возмущений превышает фоновые значения в 1.5 раза.

Следует отметить, что техногенный «суточный ход» отличается от естественных ритмов микросейсмических шумов. Как правило, ночные спектры характеризуются более низким уровнем, чем дневные, в высокочастотной области. Из рисунка 2 видно, что в целом суточные вариации по средним спектрам для дня и ночи незначительны. Это связано в значительной степени с тем, что все сейсмоприемники установлены на стационарном постаменте в Кунгурской Ледяной пещере, и соответственно влияние местных поверхностных шумов снижается.

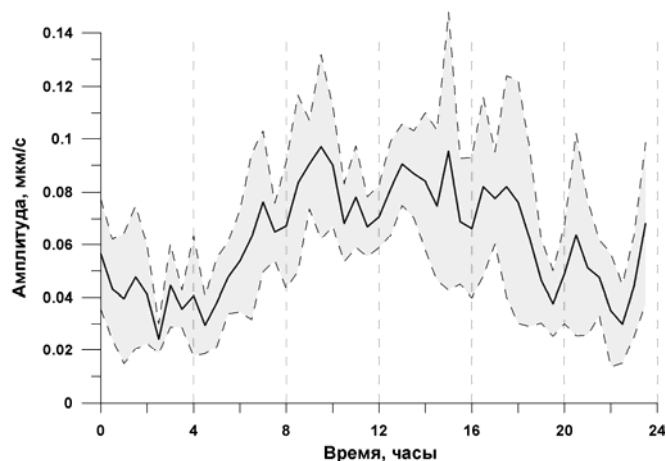


Рис.3. Суточные вариации уровня микросейсмических шумов для сейсмостанции "Кунгур" PR3 (частотный диапазон 0.5 – 10 Гц)

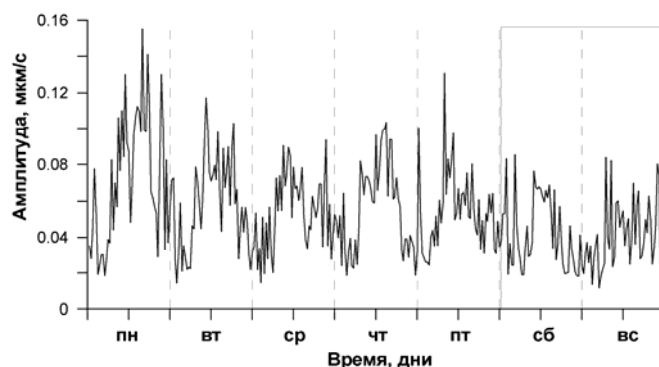


Рис.4. Недельные вариации уровня микросейсмических шумов для сейсмостанции "Кунгур" PR3 (частотный диапазон 0.5 – 10 Гц)

На рисунке 4 приведены графики недельных вариаций скоростей смещения для сейсмостанции «Кунгур». Отмечается незначительное понижение уровня шума в выходные дни, что связано с уменьшением техногенной активности.

Выборка уровня микросейсмических шумов за 2005 и 2006 года позволяют судить о более низкочастотных колебаниях уровня микросейсмического фона, например, таких как сезонные. Отмечается повышение уровня шума в летние месяцы, минимальными значениями шума отмечаются зимние и первые весенние месяцы.

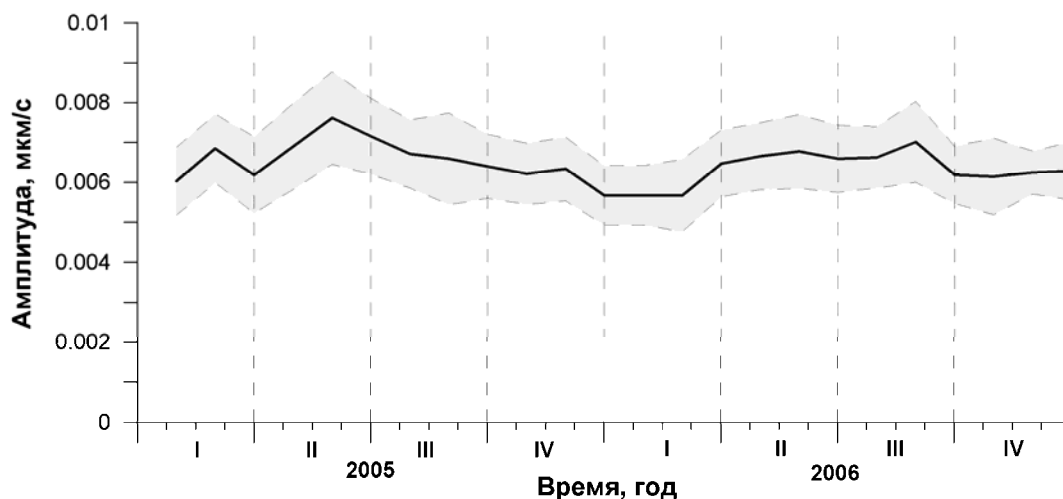


Рис.5. Сезонные вариации уровня микросейсмических шумов для сейсмостанции "Кунгур" PR3 (частотный диапазон 1 – 2 Гц)

Оценки параметров сейсмического шума по региональной сейсмической станции «Кунгур» свидетельствуют о хороших возможностях этой станций при проведении мониторинга. Модели шума близки к среднеуровневым мировым моделям сейсмического шума. Диапазон вариаций невелик. Все выводы и экспериментальные данные важны для повышения эффективности рутинных работ по сейсмическому мониторингу.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 07-05-97624.

Литература:

1. Peterson J. Observation and modeling of seismic background noise // U.S. Department of Interior, Geological Survey. Open-File Report 93-322, 1993. – 91 p.

**РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЯ ПЛОТНОСТИ ПОРОД
В СЫМОРЬЯХСКОЙ СКВАЖИНЕ
ШАИМСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА**

Н.Н. Винничук

*Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
vinnichuk@tkural.ru*

С целью изучения строения доюрского основания в западной части Западной Сибири возникли проблемы с подбором поля при известных плотностях кайнотипных эффузивов триасового возраста, приведенные в работах Е.М.Ананьевой, С.В.Щебухова, В.С.Дружинина и др. [1-3]. Геологическая изученность района достаточно хорошо представлена в работах [3-6]. При назначении плотности горных пород для интерпретации подбора силы тяжести большое значение имеет изучение фактических плотностей пород в наиболее глубоких структурных скважинах региона. Для уточнения этих данных автором были выполнены лабораторные определения плотности образцов керна, в основном направленные на определение плотности пород триаса.

Керн изучен в интервале от 2000 м до 2850 м, породы доюрского фундамента углубившиеся на глубину 800 м. Плотности образцов керна Сыморьяхской скважины представлены в таблице 1.

Таблица 1

Плотность пород в скважине 10248 на Сыморьяхском месторождении

*Измерения – Винничук Н.Н.,
петрографическое описание – Иванов К.С., Федоров Ю.Н.*

Глубина, м	Описание породы	Плотность сухого/влажного образца, г/см ³
2056	Алевритисто-глинистые сланцы юры.	2.49
2059	Мелкозернистые афировые базальты.	2.60
2061	Базальты с обильными миндалинами.	2.58
2110	Миндалекаменные, до пузыристых, микропорфировые базальты триаса, (из наименее миндалекаменной разности)	2.62
2170	Хлоритизированные P1-порфириды базальтового состава.	2.68
2240	Миндалекаменные P1-порфириды, свежие.	2.65
2299	Обильно миндалекаменные базальты с редкими P1 вкрапленниками.	2.53
2305	Прослойчики вулканомиктовых алевролитов с фауной.	2.80
2306	Прослойчики вулканомиктовых алевролитов с фауной.	2.57
2540	Туфо- и лавобрекчии, в которых преобладают афировые миндалекаменные обломки базальтов.	2.66
2545	Лавобрекчии, в которых преобладают афировые миндалекаменные, иногда шлаковые обломки базальтов.	2.59
2576	Черные брекчевидные карбонат-глинисто-кремнистые породы (иногда с крупными обломками диоритов)и свежих афировых базальтов.	2.68
2580	Черные брекчевидные карбонат-глинисто-кремнистые породы (иногда с крупными обломками диоритов).	2.83

2651	Полимиктовые м/з песчаники со слюдой.	2.69
2713	Свежие габбро-долериты.	2.80
2720	Очень свежие габбро-долериты.	2.82
2810	Измененные диабазы, обладающие слабой сланцеватостью под $\angle 45^\circ$ и прожилками карбонатов.	2.72

К сожалению, по Сыморьяхской скважине при геофизических исследованиях скважин нет плотностного каротажа, который использовался для сравнения с реперными точками измерений плотности керна в других скважинах. В таблице 1 представлены фактические данные по измерениям плотности образцов.

Таблица 2

Плотность пород в опорных скважинах ШНГР, г/см³

*Измерения – Винничук Н.Н.,
петрографическое описание – Иванов К.С., Федоров Ю.Н.*

Порода	Число образцов	Интервал плотностей, г/см ³	Медианное значение, г/см ³
ЮРА			
Тюменская свита, гравелиты, песчаники кварцево-сланцеватые, сланцы алевроит-глинистые	5	2.31-2.49	2.45
ИНТРУЗИВЫ			
Диорит	1		2.64
Граниты	8	2.57-2.70	2.64
Габбро	1		2.84
Серпентиниты	2	2.46-2.53	-
ТРИАС, БАЗАЛЬТЫ, ДОЛЕРИТЫ			
Базальты и плагиоклазовые порфириты базальтового состава	21	2.49-2.83	2.62
Гиалобазальты	6	2.46-2.54	2.52
Базальт шлаковый	1	-	2.17
Туфы базальтов	11	2.21-2.73	2.60
Долериты	8	2.70-2.84	2.80
ТРИАС, РИОЛИТЫ			
Риолиты	10	2.42-2.68	2.50
Туф риолита	3	2.42-2.46	2.46
ПАЛЕОЗОЙ			
Диабаз измененный	1	-	2.72
Базальты и их туфы, выветрелые	5	2.63-2.82	2.74
Туфопесчаники, песчаники, гравелиты	6	2.57-2.70	2.65

Сланцы углисто-глинисто-кремнистые	2	2.54-2.80	2.67
Карбонатно-глинисто-кремнистые породы	3	2.68-2.83	2.72
Серицитовые сланцы	1		2.57
Зеленые сланцы	3	2.57-2.58	2.57

Рассматривая также другие скважины Шаимского нефтегазоносного района, была составлена таблица по плотности пород в опорных скважинах ШНГР (см. табл.2). Из таблицы видно, что базальты триаса имеют измеренные плотности гораздо ниже плотностей палеозоя. Например, базальты и плагиоклазовые порфириты базальтового состава триасового возраста при средней плотности 2.62 г/см^3 , а базальты и их туфы, даже выветрелые палеозойского возраста имеют плотность 2.74 г/см^3 .

При сопоставлении результатов лабораторных определений плотности с данными плотностного каротажа имеются определенные расхождения [7-8]. Как показывает анализ каротажных диаграмм, одной из причин этих расхождений может являться неполный выход керна в условиях достаточно резкой изменчивости свойств. Массовые замеры плотности необходимы, поскольку плотностной каротаж нуждается в реперных замерах.

По результатам измерений плотности, петрографического и минералогического исследования базальтов триаса можно сделать вывод о присутствии вулканического стекла в исследуемых породах.

Выражаю свою благодарность за предоставление коллекции геологических образцов, а также за петрографическое описание Иванову Кириллу Святославичу и Федорову Юрию Николаевичу.

Литература:

1. Ананьева Е.М. и др. Методические рекомендации по интерпретации геофизических данных при крупномасштабном геологическом картировании. Свердловск, Уралгеология, 1983. 298с.
2. Методические рекомендации по геофизическому обеспечению геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000. СПб: Миистерство природных ресурсов РФ, ВИРГ-Рудгеофизика, 2000. 240с.
3. Петрофизика. Книга 1. Под редакцией Н.Б.Дортман. М.:Недра. 1992. 391с.
4. Геология нефти и газа Западной Сибири. Авторы: Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А. и др. М.: Наука, 1975. 680с.
5. Елисеев В.Г., Нестеров И.И. Геологическое строение фундамента Шаимского и Красноленинского нефтеносных районов/Тр. ЗапСибНИГРИ, вып. 43, Тюмень, 1971. С.25-33.
6. Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. и др. Основные черты строения доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района // Шестая научно-практическая конференция: Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Т.1. С.102-113.
7. Винничук Н.Н. Результаты измерения плотности в Нерохской скважине Северо-Сосьвинского грабена Западной Сибири. Восьмая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Пермь: Горный институт УрО РАН. 2007. С.64-67.
8. Винничук Н.Н. Плотность триасовых базальтов опорных скважин Северо-Сосьвинского грабена Западной Сибири // VI Международная научно-практическая конференция "Геофизика-2007". Санкт-Петербург, 2007. С.85-87.

**АЛЕКСАНДРИНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ: ГЕОПОЛЯ И
ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ КРУПНЫХ СУЛЬФИДНЫХ
(КОЛЧЕДАНЫХ) МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Виноградов А.М., Бушарина С.В., Угрюмов И.А.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

В работе /1/ обобщены и изложены результаты анализа геолого-геофизических данных по колчеданным районам Южного Урала, раскрывающих историю применения геофизических методов при поисках, выявления закономерностей размещения и отражения известных месторождений в физических полях. Раскрыты перспективы наращивания минерально-сырьевой базы Южного Урала за счет открытия новых месторождений с использованием сформированной технологии. При этом подчеркнута, что наиболее актуальным является выявление крупных и уникальных месторождений, так как открытие крупного месторождения является геолого-экономическим прорывом для отдельного района (например, Сафьяновское м-ние) и уникального в целом для региона (например, Гайское м-ние). Открытие таких объектов можно ожидать, прежде всего, на еще неизученных перспективных площадях или на участках с дефектами изученности. С учетом отмеченного ФАП МПР РФ предложил ИГ УрО РАН применить разработанную технологию на площади Александринского рудного района. Эта работа, имеющая тематический и опытно-производственный характер, находится на стадии завершения, а в докладе раскрываются конкретные подходы в решении поставленной задачи и основные результаты, полученные к настоящему времени.

1. Уточнение металлогенического потенциала Александринского рудного района на основе сравнительного анализа физических полей и особенностей глубинного строения с другими рудными районами и узлами региона.

Александринский рудный район в контурах площади (900 км²) проектных работ расположен в сопряжении Центрального и Восточного секторов Урала. Сопряжение – область границы Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон /2/, отчетливо проявляется по сейсмологическим данным по профилю «Уралсейс». Данная региональная структура объединяет крупные проявления колчеданов в Средне-Орском, Домбаровском, Теренсайском, Александринском, Верхне-Уральском, Учалинском рудных районах.

В районе изучаемой площади по геолого-геофизическим данным прослеживается состыковка трех рудоносных зон, контролируемых глубинными разломами – Ащевутацко-Магнитогорской на северном замыкании, Учалинско-Теренсайской, Нагайбакской на южном замыкании. В районе этой состыковки на пересечении с субширотной зоной тектонических дислокаций нами выделяется Александринский рудный узел. На мантийном уровне рудному узлу отвечает крупная восходящая к поверхности плотностная неоднородность /3/. Данный рудный узел входит в систему рудных узлов фемической специализации /1/, так же расположенных на пересечениях разломных структур разной ориентировки, строения и диапозона возрастного развития. Это квази-спредингвые и квази-трансформные структуры. В докладе приводится сопоставление рудных узлов Орско-Оренбургского и Магнитогорско-Стерлитамакского пересечений Урала, на которых наблюдаются не только крупные колчеданные, но и другие, включая углеводородные, месторождения. С учетом обобщения данных сейморазведки выполненной на известных рудных узлах составлена схема-модель глубинного строения. Она отражает общность и различия в строении известных рудных узлов, которая теоретически объясняется с позиции роли высокотемпературных эндогенных флюидов и серного перехвата /4/. Это позволяет отойти от традиционных взглядов на генезис сульфидных (колчеданных) месторождений, уточнить и расширить критерии прогнозирования и поисков, прежде всего, крупных по запасам объектов /5/.

В конечном итоге общность в строении Александринского рудного узла с другими рудными узлами позволяет дать положительную оценку на возможность выявления в его пределах крупных месторождений по следующим критериям, определенным в работе /6/ : 1 – дискретное положение рудоносной структуры; 2 – связь с глубинными (мантийными)

физическими неоднородностями; 3 – контроль крупными разломами различной природы; 4 – приуроченность к глубинным зонам базификации (уплотнения) вещества в сочетании разуплотнением (раскислением); 5 – значительный вертикальный размах в распределении оруденения; 6 – наличие скоплений проявлений и аномалий типового объекта поисков.

2. Переоценка известных и выявление новых прогнозных рудных зон, рудно-вулканических центров и рудных полей Александринского района на основе анализа физических полей.

Сопоставительный анализ физических полей и глубинного строения рудных узлов установил их общность и различие. Общность определяет предпосылки для поисков крупных месторождений. Различия, создающие неопределенность в оценке прогноза, снимаются путем выделения и изучения в пределах рудного узла локальных структур (рудно-вулканических центров - РВЦ и рудных полей - РП), так же имеющих черты общности и различия с подобными объектами, вмещающими крупные месторождения. Такая схема предусмотрена технологией прогнозирования и поисков /1/ и реализована в Александринском рудном районе.

В процессе решения обозначенной задачи изучены практически все фондовые работы геолого-геофизического содержания, выполненные в районе. В результате сложилось определенное представление о позитивных и негативных сторонах результативности геолого-геофизического процесса поисков месторождений в этом уникальном по строению районе с минимальными запасами колчеданных руд в двух выявленных месторождениях. Для района свойственно крайне неравномерное распределение глубокого (более 200м) поискового бурения. Сосредоточению его на отдельных локальных участках Александринского района. Затратные подходы в организации геологоразведочных работ здесь приобрели «классическое выражение». Результат – максимальные затраты при минимальных разведанных запасах. Анализ этого вопроса не входит в задачу работ по разрабатываемой теме, но позволяет понять причину парадоксальной ситуации с низкой эффективностью поисков сложившейся в Александринском районе. Существенным является отсутствие современной адаптированной со всем предыдущим геолого-геофизическим, геохимическим, аэро-космическим и другими материалами геологической основы масштаба 1:200 000.

Своеобразны особенности геофизической изученности и методики геофизических поисков рассматриваемой территории района. По равномерно расположенным пересечениям здесь выполнена сейсморазведка (МОВ) в сочетании с площадными гравимагнитными, электрохимическими (ВПСГ) съемками и литохимическим опробованием (м-б 1 : 50000 – 1 : 25000 – 1 : 10000). В этом как казалось бы перспективном и в принципе правильно избранном направлении с позиции сегодняшнего дня закралось два слабых звена. Первое – это переоценка разрешающих способностей сейсморазведки. Рудная сейсморазведка в то время еще по аппаратурно-методическим и интерпретационным возможностям не соответствовала ожидаемой геологической отдаче. Это очевидно сейчас, но тогда это был методический просчет, принесший неоправданные иллюзии на разрешающие возможности глубинного структурного картирования по данным сейсморазведки.

Существенной причиной негативных последствий для поисков явился высокий рейтинг метода вызванной поляризации на всех этапах (общих, детальных) поисков и поисково-оценочных работ. Была принята основная схема выявления объекта поисков – согласованность аномалий вызванной поляризации (ВПСГ с разносами АВ до 1.5 – 4.0 км) с локальными аномалиями гравиметрии с последующей детализацией другими методами. Это определило выделение ряда рудопроявлений и точек обогащенной минерализации в том числе Александринское и Сабановское месторождения. Фон аномальных геологических помех оказался в этой схеме столь значительным, что не позволил определить наиболее перспективные локальные участки для поисков месторождений.

Однако, на Южном Урале (включая Северные Мугоджары) ряд крупных и средних (50 лет Октября, Приорское, Осеннее и др.) по запасам руд месторождений, а в последние годы и мелких (например, Левобережное и Барсучий лог), открыты по данным метода

переходных процессов /7/. В Александринском районе метод МПП практически не применялся. Работы МПП выполнялись в 70-е годы самодельной аппаратурой и были прекращены. Хотя экспериментальные наблюдения, выполненные местными геофизиками, показывали на высокие разрешающие способности МПП. С другой стороны ими же подмечены негативные стороны в МПП, связанные, к сожалению, со сравнительно слабой экспериментальной и теоретической подготовленностью метода для широкого применения. В результате «чаша весов» в этом районе склонилась не в пользу применения МПП при поисках. Однако, по нашему мнению, отсутствие в комплексе электроразведки этого метода определило низкую эффективность поисков.

В процессе локализации участков детальных поисков была учтена приуроченность крупных месторождений к секущим региональным структурам (скрытым или проявленным на эрозионном срезе). Она, как правило, находит отражение в детальных грави-магнитных полях рудных узлов. На площади Александринского рудного узла по данным гравитационных съемок достаточно уверенно выделяются секущие зоны, разделяющие площадь на блоки с различной структурой и уровнем наблюдаемого поля.

Другая особенность - связь крупных месторождений с участками относительного разуплотнения, как определенной природы (вулcano-плутонические комплексы с существенным объемом кислых фаций), так и неопределенной. Порой это не вскрытые эрозией и бурением кислые магматиты, а нередко отражение особенностей проявления локального или регионального метаморфизма. На площади Александринского рудного узла на фоне интенсивной положительной аномалии выделяются выраженные участки относительных понижений поля. Подобные аномальные проявления различной масштабности характерны для РВЦ и РП с крупными месторождениями. С этими участками согласуются кольцевые и овальные системы, фиксируемые при анализе распределения локальных градиентных зон. Такие системы хорошо выделяются при локализации характеристик полей с использованием процедур вычисления и построения карт с различными параметрами - высшие производные полей, теневой рельеф и другие процедуры. Имеющийся банк данных гравимагнитных полей, является основой самых различных преобразований, которые были использованы при прослеживании отмеченных элементов на результативных схемах прогноза. Другой элемент, выявляемый по приведенной схеме - это выделение линеаментов в структуре физических полей. Линеаментные характеристики присутствуют практически на всех известных рудных полях с крупными (промышленно значимыми) месторождениями. При этом линеаменты имеют выраженную особенность узлового распределения. Следующим необходимым этапом прогноза является анализ и использование результатов съемок ВПСГ.

Перечисленные основные элементы, участвующие в процедуре выделения РВЦ и РП отражены на схеме прогноза. Они сопоставлены и заверены данными предыдущих геолого-геофизических исследований, которые в конечном итоге привели к оконтуриванию достаточно уверенно локализуемых участков, подлежащих дальнейшему изучению. На выделенных участках начаты работы заключительного этапа - поиски аномальных распределений полей МПП, перспективных на выявление рудных полей крупных сульфидных (колчеданных) месторождений.

3. Специализированный анализ геоэлектрической структуры известных и вновь выделенных прогнозных рудных полей, особо перспективных локальных участков и аномалий Александринского района в сопоставлении с типизированными объектами (месторождениями) Южного Урала.

При решении обозначенных задач органически соединились тематическое, опытно-методическое и производственное направления выполняемых работ. При этом предложена и экспериментально заверена схема детальных поисков и экспрессной оценки перспективных участков с использованием модификаций импульсной электроразведки (ЗМПП, ПМПП, МППР). Практически раскрыта необходимость детальной подготовки положения проверочных скважин для обеспечения минимизации затрат на буровые работы. Раскрыты достоинства и недостатки МПП - ведущего метода при поисках колчеданных

месторождений. Выявлены аномалии и структуры различного уровня перспективности для решения главной цели проекта – поиски крупных месторождений на особо перспективных участках рудных полей в пределах потенциально перспективных для решения этой задачи рудно-вулканических центров Александринского рудного узла. Полевые эксперименты продолжаются и еще не доведены до планированного завершения, но достигнутый результат убедительно показывает на необходимость дальнейших исследований и проверки бурением выявленных аномалий.

Выполненные работы еще раз подтвердили, что используемая технология, динамично развиваемая применительно к условиям строения и особенностям предыдущей геолого-геофизической изученности конкретных районов, может быть реализована при поисках крупных и суперкрупных колчеданных месторождений Урала в рамках специализированной наукоемкой программы.

Литература:

1. Виноградов А.М. Геополя и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 185 с.
2. Бушарина С.В., Виноградов А.М. Сопряжение Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон (геополя и минерагения). // Глубинное строение. Геодинамика, Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Четвертые научные чтения памяти Ю.П.Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2007 С.64-66.
3. Петров А.В. Обработка данных гравиметрии по геотраверсу Уралсейс с использованием компьютерной технологии «КОСКАД ЗД». // В кн. Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект «Уралсейс»). Тверь: Издательство ГЕРС, 2001. С.79 – 85.
4. Малышев А.И. Сера в магматическом рудообразовании. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 189 с.
5. Малышев А.И., Виноградов А.М. Особенности колчеданного рудообразования в зависимости от эволюции геодинамического режима Уральского подвижного пояса. // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Материалы международной научной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С.206 – 211.
6. Крупные и суперкрупные месторождения. Закономерности размещения и условия образования. // Под ред. академика Д.В.Рундквиста. М.: ИГЕМ, РАН. 2004. 430 с.
7. Виноградов А.М., Фомин Т.Л., Крупин И.В. Метод переходных процессов – опыт применения и перспективы развития (на примере колчеданных месторождений Южного Урала). // Уральский геофизический вестник, № 6. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. С.12-22.

ФЛЮИДО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ ПОТОК СЕКУЩИХ ЗОН ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

(геофизический и минерагенический аспект)

Виноградов А.М.¹, Малышев А.И.², Бушарина С.В.¹

1-Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

2-Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург

В период 1958–1964 г.г. на Южном Урале и Мугоджарах силами многих геофизических организаций МГ СССР с участием Института геофизики УНЦ АН СССР были выполнены комплексные геофизические съемки м-ба 1:50 000 - 1:200 000. По набору методов, техническому оснащению и темпам проведения работ на обширных территориях они до сих пор не имеют аналогов в отечественной и мировой практике. В результате произошел качественный скачок в составлении разномасштабных геологических карт и схем, в тектонических и металлогенических построениях, в локализации поисков месторождений различных полезных ископаемых. Так выполненные исследования существенным образом повлияли на эффективность поисков колчеданных месторождений, разведанные запасы которых к настоящему времени составили надежную базу для медно-рудной промышленности региона. Полученные уникальные материалы не потеряли значения до настоящего времени. Многие выявленные особенности проявления физических полей не нашли геологического объяснения и составляют резерв нереализованных знаний и нераскрытых перспектив выявления новых месторождений.

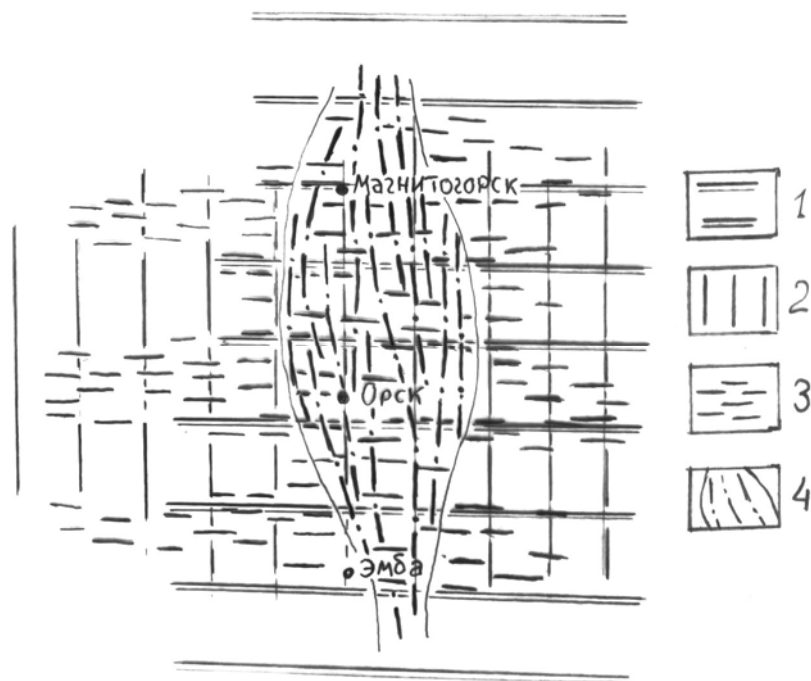


Рис.1. Схема элементов геополей Урало-Мугоджарской минерагенической провинции.

1- область Урало-Оманской ступени геопотенциала, и область её сдвига (2), отвечающие перераспределению плотностных неоднородностей на мантийном уровне; 3 – зона фанерозойских скрытых тектонических дислокаций литосферы; 4 - тектономагматические (базитовые и базит-гипербазитовые) проявления палеозойского Урала вдоль глубинных и региональных разломов в контурах, где мощность рыхлых отложений мезозоя-кайнозоя преимущественно меньше 50 м.

В частности по результатам геофизических съемок на Оренбургском пересечении Урала [1] были выявлены субширотные аномальные системы, получившие в нашей интерпретации [2] название «секущих зон скрытых тектонических дислокаций». Эти дислокации, как в последствие было выявлено, в проявлении в геополях обладают

качествами фрактальности – подобия в разных масштабах. Так мы их видим в характеристиках распределения геопотенциала вдоль широко известной планетарной Урало-Оманской ступени геопотенциала. Природа ступени не ясна, но очевидна её связь с перераспределением вещества на мантийном уровне. В региональных гравитационных полях дислокации отчетливо фиксируются в трех секущих зонах: Ишимбай – Магнитогорск – Кустанай, Оренбург – Орск – Бурыктал, Эмба – Иргиз (рис. 1).

Наиболее выражена по проявлениям в гравитационных полях Оренбургская зона тектонических дислокаций. Вдоль неё расположен целый ряд уникальных минерагенических проявлений: газоконденсационные месторождения Оребургского вала, хромиты Кимперсайских месторождений, колчеданы Гайского месторождения, асбест Киемба, кобальто-никелевые месторождения Бурыктальской группы, уникальные геологические запасы рудопроявлений (Mo-W-Bi) Боевки и многие другие [3]. Вдоль этой зоны в пределах Урала основные колчеданные месторождения уложились в закономерную сетку рудных узлов фемической специализации, которая прослежена к северу и к югу от неё [4]. При этом секущие дислокации, выделяемые и используемые при прогнозных построениях, уже относятся к следующему иерархическому уровню фрактальной системы. Они охватывают пространство предыдущего уровня и область между отмеченными тремя основными секущими зонами дислокаций в составе Урало-Оманского линеамента (рис.1).

Приведенные особенности связи секущих тектонических дислокаций с разнообразными минерагеническими проявлениями в Урало-Мугоджарской провинции требуют объяснения. Представляется, что оно должно развиваться в трех основных направлениях: в связи с глобальными, глубинными процессами, получившими отражение в структурах земной коры через минерагенические проявления (по аналогии с распределением месторождений золота «Карлинского типа»); с учетом региональных геодинамических режимов развития литосферы и формированием структурно-формационных зон земной коры; в подчинении термодинамическим условиям, регулирующим химические процессы в верхней части земной коры, ответственные за распределение и перераспределение аномальных концентраций минеральных ресурсов. С таких позиций рассматривается феномен единства и разнообразия аномальных минеральных проявлений на исследуемой территории.

Современные представления на глобальную геотектонику и геодинамику Земли [5] в преломлении через понимание региональной геодинамики и рудогенеза рассматриваемой территории [6] позволяют сделать заключение, что в решение обсуждаемой проблемы мы имеем дело также с двумя явлениями. Глобальными – это флюидо-энергетические мантийные потоки, определяющие скрытую полигенность и полихронность распределения полезных ископаемых в земной коре, и региональными – это флюидо-магматические потоки, контролируемые режимы развития Уральского подвижного пояса со спецификой его магматизма, тектоники и соответственно металлогеническими особенностями. При этом флюидо-энергетические потоки мантийного заложения наложены на флюидо-магматические проявления литосферы и лишь в отрыве от подвижного пояса минерагенически проявляются в зонах секущих тектонических дислокаций.

Выход флюидопотоков в верхнюю часть земной коры проявляется через минеральные аномалии, контролируемые химическими реакциями возможными в сложившихся PT – условиях. Выполненные теоретические разработки [7] раскрывают эту позицию. При этом под флюидными потоками понимается перемещение летучих соединений в эндогенных условиях, которое может осуществляться как путем молекулярной диффузии этих соединений, так и посредством миграции мобильных газов и газовой-жидких обособлений. Миграция флюидного конденсата происходит по сообщающимся порам и трещинам, зонам тектонических нарушений или путем перемещения (всплывания) газовой-жидких обособлений в маловязких магматических расплавах. Миграция газовой фазы эндогенных флюидов осуществляется, дополнительно к выше перечисленному, еще и путем прямой молекулярной диффузии сквозь растворы, расплавы и кристаллическую решетку минералов горных пород. Заметим при этом, что скорость молекулярной диффузии повышается с

ростом температуры и давления, что делает эту форму перемещения флюидного вещества наиболее благоприятной для условий высокотемпературных эндогенных процессов. Исключительная роль от ядра Земли до верхнего слоя земной коры принадлежит сере и зонам серной отгонки (рис.2).

Таким образом, исходя из элементарных молекулярно-химических представлений, можно проследить эволюцию газовой фазы эндогенных флюидов и в пределах этой эволюции выделить три геохимических области, имеющие практическое значение. В порядке понижения температуры они сводятся к следующему:

1. Область зон серной отгонки, в которой происходит сброс серного конденсата. Эта область имеет большое значение для образования многих рудных месторождений, а в той части, где область примыкает к барьеру водной нейтрализации, происходит формирование эндогенных месторождений собственно самородной серы.
2. Область зон водной отгонки, приводящая к появлению на пути эндогенных флюидов барьера нейтрализации и последующего зарождения волны повышенной кислотности. Это имеет значение для формирования гидротермальных, золоторудных и кварцевых месторождений.
3. Область зон сероводородной и углекислотной отгонки, играющей ведущую роль в формировании месторождений углеводородного сырья.

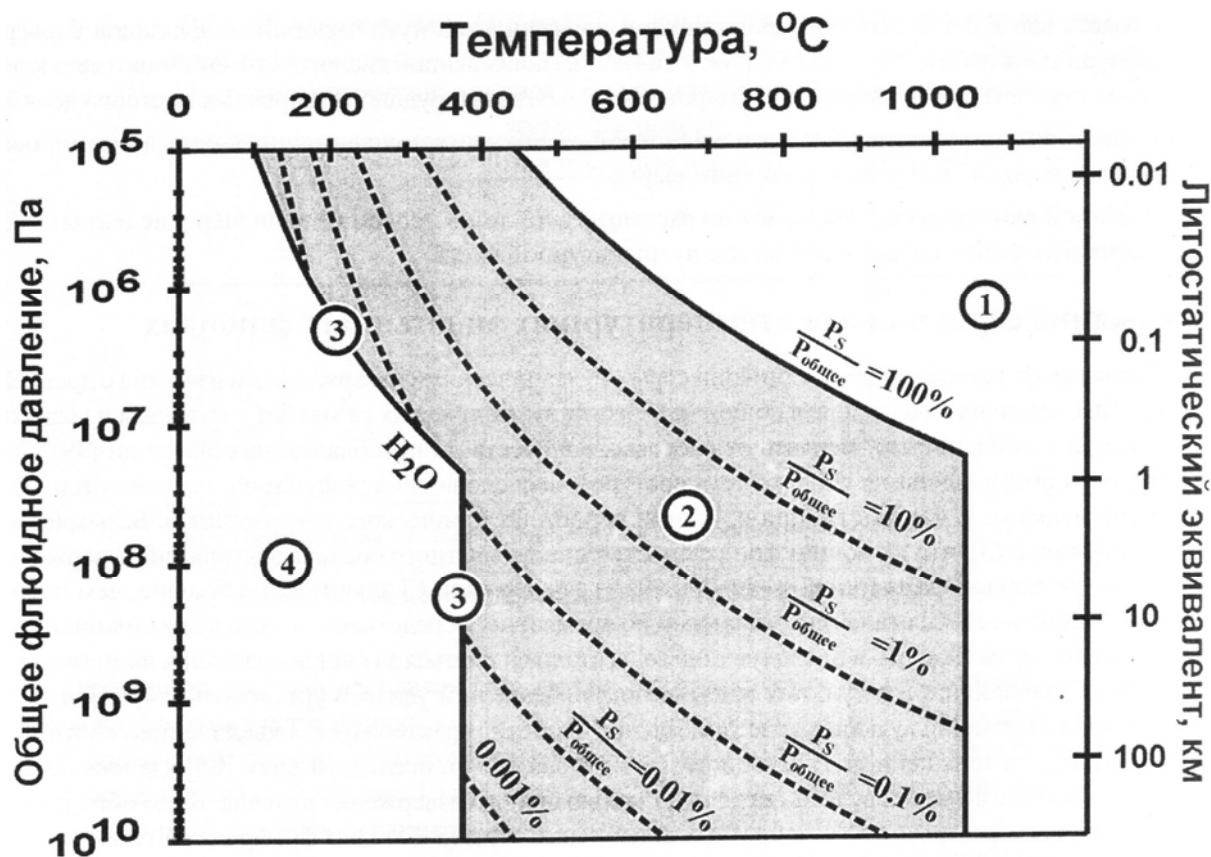


Рис.2. Диаграмма химической устойчивости соединений серы.

1 – зона газообразной серы; 2 – область зон серной отгонки и массового сульфидообразования за счет перехвата металлов жидкой высокотемпературной серой; 3 – зона отложения самородной серы (барьер нейтрализации); 4 – зона образования сернистой и серной кислот, сульфидов и сульфатов.

Привлекает внимание крайняя простота и предельно высокое значение изложенных выше фактов и логических построений как для понимания эволюции эндогенных флюидов (вообще), так и для решения проблем эндогенной минерагении (в частности). Это позволяет рассматривать их на уровне основных элементов, на которые целесообразно опираться при геофизическом обеспечении решений проблем прогнозирования и поисков крупных и

суперкрупных месторождений полезных ископаемых. Наша практика прогнозирования и поисков колчеданных месторождений на Южном Урале [4] подтверждает эффективность такого подхода.

Литература:

1. Вишнякова Е.М. , Виноградов А.М. Комплексные региональные геофизические исследования масштаба 1 : 50 000 в восточной части Оренбургской области. // Докл.V Всесоюзной геофизической конференции. Люберцы: ВИНТИ, 1963. 19 с.
2. Виноградов А.М., Ярош А.Я. Широтная тектоническая зональность и её связь с металлогенией (на примере Южного Урала). //Вопросы разведочной геофизики, вып. 83. Свердловск, 1972. С.3 – 9.
3. Потапенко Б.П. Минерально-сырьевая база – твердые полезные ископаемые Оренбургской области и перспективы её развития. //Отечественная геология- 1996.- №6.- С. 12 -17.
4. Виноградов А.М. Геополья и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург; УрО РАН, 2004. 185 с.
5. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геодинамики и геотектоники.// Москва: научный мир, 2004. 612 с.
6. Коротеев В.А., Сазонов В.Н. Геодинамика, рудогенез, прогноз (на примере Урала). Научное издание. – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2005. 259 с.
7. Малышев А.И. Физико-химическая эволюция высокотемпературных эндогенных флюидов и её значение для формирования месторождений полезных ископаемых. // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование./ Отв. ред. Н. П. Юшкин, В. Н. Сазонов: Сб. научн. трудов. Екатеринбург. ИГГ УрО РАН, 2007. С. 840-855.

КОМПЕНСАЦИЯ ВЛИЯНИЯ НАВЕДЕННЫХ ТОКОВ В НИЗКОЧАСТОТНОЙ ИНДУКТИВНОЙ АЭРОЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНОЙ СИСТЕМЕ ЕМ-4Н

Волковицкий А.К.¹, Каршаков Е.В.¹, Попович В.В.²

1 – Институт проблем управления РАН, Москва

2 – ЗАО «Геотехнологии», Москва

karsh@gtcomp.ru

Введение

В нашей стране при анализе проводящих свойств пород широко используется электроразведочная система, реализующая метод низкочастотного дипольного индуктивного профилирования (ДИП-А). Аппаратура, разработанная для этого метода, позволяет производить съемку и получать карты эффективных проводимостей масштаба 1:25000 [1]. При этом средняя производительная скорость съемки составляет около 100 км/час. Речь идет о системе ЕМ-4Н, разработанной компанией ЗАО «Геотехнологии».

Одна из главных задач, возникающих при эксплуатации такой системы, это компенсация влияния токов, наведенных в корпусе летательного аппарата, выполняющего съемку. Раньше в таких системах использовалась петля, натянутая так, чтобы момент компенсирующего диполя был направлен вдоль фюзеляжа носителя [2]. В эту петлю закачивались токи рабочих частот, амплитуда и фаза которых подбирались с целью минимизации вклада наведенных токов в мнимую компоненту сигнала возбуждения. Для настройки такой системы компенсации приходилось подниматься на большую высоту практически после каждого пройденного маршрута. Причина простая – стабилизировать параметры сигнала возбуждения гораздо сложнее, чем их измерить.

В системе ЕМ-4Н используется новый подход, реализующий идею математической компенсации паразитного сигнала. Описанию этого подхода и посвящена данная работа.

Техническое описание ЕМ-4Н

Аппаратура ЕМ-4Н производит одновременные измерения на четырех частотах 130, 520, 2080 и 8320 Гц. В качестве источника поля используется закрепленная на фюзеляже летательного аппарата горизонтальная многовитковая рамка (вертикальный магнитный диполь). В уже реализованных системах носителями были самолеты Ан-2, Ан-3 и вертолет Ми-8. В самолетном варианте петля передатчика натягивается между бипланными стойками и задним швартовочным узлом. В результате она имеет форму треугольника площадью около 40 м². При установке на вертолет Ми-8 для монтажа передатчика конструируется специальная рама, к которой крепится петля. Площадь витка составляет уже около 60 м². Форма тока представляет собой сумму гармонических токов соответствующих частот. Дипольные моменты отличаются для разного типа носителей, их ориентировочные величины для четырех частот в порядке возрастания такие: 20000, 10000, 6000, 3000 А·м².

Измерение параметров переменного магнитного поля осуществляется приемными рамками, расположенными в гондоле, буксируемой на тросе длиной 70 метров. Приемник имеет каналы измерений по трем ортогональным осям. Конструктивно каждый канал представляет собой пару многовитковых экранированных катушек, расположенных параллельно друг другу на небольшом (около 10 см) расстоянии. Таким образом, при монтаже катушек приемника на сторонах куба получается компактный трехкомпонентный датчик переменного магнитного поля, при этом центры измерений компонент поля совмещены (рис. 1). Приемник устанавливается в специально разработанный подвес, который обеспечивает его изоляцию от возможных вибраций. Чувствительность, обеспечиваемая таким приемником, на рабочих частотах составляет десятые и даже сотые доли мкА/м.

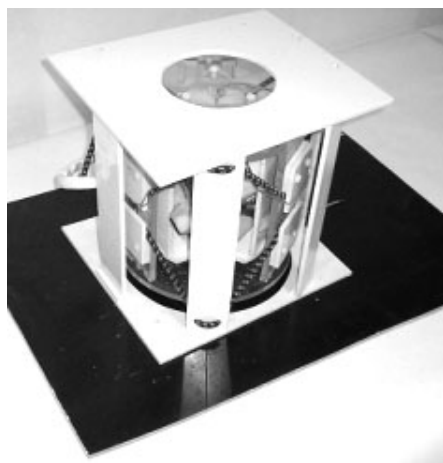


Рис.1. Приемник EM-4N

Выходными данными системы EM-4N являются квадратурные компоненты или амплитуды и фазы компонент вектора переменного магнитного поля на каждой из рабочих частот 130, 520, 2080 и 8320 Гц. Кроме того, вычисляются традиционные для метода ДИП-А отношения полуосей, квадраты больших полуосей и углы в осях приемника больших полуосей эллипсов поляризации.

Вычисление эффективных проводимостей производится как решение обратной задачи для проводящего однородного полупространства на каждой частоте. За основу берутся палетки, рассчитанные как решение прямой задачи для магнитного диполя над горизонтально слоистой средой по хорошо известным соотношениям [3].

Метод компенсации

В системе EM-4N, как и в предшествующих системах, реализующих метод ДИП-А, присутствует петля компенсатора. Более того, на борту вертолета устанавливаются две взаимно ортогональные компенсирующие петли. Но принцип работы компенсации совершенно другой. В каждую петлю компенсатора закачивается ток своей, отличной от рабочих, частоты: 670 и 830 Гц. Сигнал на этих частотах измеряется приемником наравне с остальными. Закон распространения магнитного поля одинаков для всех частот. Поэтому на высотах более 500 метров, где отклик от земли пренебрежимо мал, можно подобрать линейную комбинацию векторов больших полуосей эллипсов поляризации на компенсирующих частотах, равную проекции мнимого вектора рабочей частоты на их плоскость. Таким образом, при вычитании этой линейной комбинации, получается линейно поляризованный сигнал. Эта операция продлевается с каждой из рабочих частот. Далее фаза детектирования выбирается так, чтобы векторы возбуждения оказались действительными. В математическом смысле эта задача ставится, как задача минимизации следующего выражения:

$$\text{Im} (\mathbf{H}_0) = \text{Im} (A \mathbf{H} + B_1 \mathbf{C}_1 + B_2 \mathbf{C}_2) \rightarrow \min , \quad (1)$$

Здесь \mathbf{H} – комплексный вектор, измеренный приемником на рабочей частоте; $\mathbf{C}_1, \mathbf{C}_2$ – действительные векторы больших полуосей эллипсов поляризации на частотах компенсации; A, B_1, B_2 – матрицы комплексных коэффициентов, которые подбираются по результатам полета в зоне компенсации методом наименьших квадратов; \mathbf{H}_0 – комплексный вектор, являющийся результатом компенсации. Соотношение записано для векторов в точке приема. Для того, чтобы не получить нулевые коэффициенты, вводится требование: действительные части векторов \mathbf{H}_0 должны быть равны среднему по частотам значению векторов больших полуосей эллипсов поляризации.

При рабочих режимах съемки на компенсирующих частотах над абсолютно проводящим разрезом величина отклика составляет 10^{-2} от момента возбуждения

компенсирующего поля в точке расположения приемника. Над реальным разрезом отклик существенно меньше. Когда кажущееся сопротивление разреза составит десятки Ом·м, величина отклика на компенсирующих частотах составит 10^{-3} по отношению к полю возбуждения, измеренному в точке приема. Таким образом, вблизи земли искажение векторов C_1 , C_2 будет не более 10^{-2} - 10^{-3} .

Многолетний опыт работ с системой ЕМ-4Н и с предшествующими ей системами ДИП-А показывает, что величина мнимой компоненты возбуждения, обусловленной наведенными токами в корпусе летательного аппарата, составляет величину максимум порядка 10^{-2} по отношению к моменту возбуждения на каждой из рабочих частот. Введем нормировку векторов H , C_1 , C_2 такую, чтобы их модули составили величины порядка единицы. В этом случае коэффициенты матриц B_1 , B_2 не превысят по модулю 10^{-2} . Учитывая линейность соотношения (1), относительная погрешность компенсации вблизи земли не превысит 10^{-4} - 10^{-5} .

Использование в выражении (1) матриц, а не скалярных коэффициентов, позволяет не только списать влияние наведенных токов, но и учесть взаимное влияние приемных катушек друг на друга, подобрать масштабные коэффициенты. Углы между большими полуосями эллипсов поляризации на разных частотах не более 1° . В силу малости этих углов погрешность, связанная с поправкой вектора возбуждения, не превысит 10^{-4} . В то же время, приведение всех векторов к одному значению в зоне компенсации позволяет использовать при интерпретации приращение действительных компонент отклика от частоты к частоте, поскольку все измерения сделаны в одной системе координат.

Для нормальной работы метода необходимо обеспечить стабильность и одинаковость амплитудно-частотных и фазовых характеристик системы, по крайней мере, в области рабочих и компенсирующих частот. С этой целью во всех измерительных каналах вводится синхронный эталонный сигнал, так называемый сигнал пилотирования, являющийся суммой сигналов на частотах, отстоящих от основных влево и вправо на 6 Гц. Этот сигнал не подвержен никаким паразитным влияниям и генерируется тем же вычислителем, каким производятся измерения, поэтому может служить опорой.

Теперь, поскольку стабильность системы обеспечена сигналом пилотирования, достаточно производить компенсацию дважды за вылет – в начале и в конце. Так как коэффициенты подбираются автоматически бортовым компьютером, на эти процедуры уходит совсем немного времени – 2-3 минуты. На рис. 2 показаны результаты компенсации. Среднее значение отношения полуосей в зонах компенсации при выполнении носителем различных эволюций составляет около $3 \cdot 10^{-5}$ - $5 \cdot 10^{-5}$, а среднеквадратичное отклонение – $2 \cdot 10^{-4}$ - $5 \cdot 10^{-4}$.

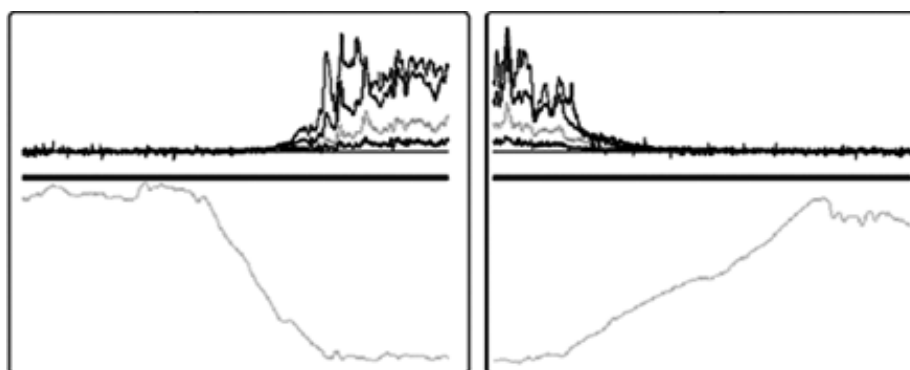


Рис. 2. Зоны компенсации. Отношения полуосей эллипсов поляризации на рабочих частотах (вверху) и высота над рельефом (внизу)

Следует отметить, что метод компенсации (1) может работать и с одним компенсирующим диполем: $C_2 = 0$, C_1 – вдоль фюзеляжа летательного аппарата. В этом случае накладывается ограничение – должно выполняться предположение о малости боковой

поляризации носителя. В таком виде система ЕМ-4Н успешно работает на самолетах Ан-2 и Ан-3, что подтверждает разумность сделанного предположения.

Заключение

Описанный метод компенсации влияния наведенных на борту летательного аппарата токов дал, по крайней мере, одно очень важное преимущество: снята необходимость постоянного контроля и настройки сигналов компенсации. В результате значительно повысилась производственная скорость съемки и упростилась процедура настройки аппаратуры. Система ЕМ-4Н стала удобным, эффективным средством исследования свойства проводимости пород. Из года в год объемы съемки с ее помощью растут. Каждый сезон ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика» запускает две-три системы. Комплексы приобрели Норильский филиал ВСЕГЕИ, Амакинская ГРЭ АК «Алроса», АС «Амур». Система хорошо проявила себя в работах на Северном и Южном Урале, в Норильском регионе и на Таймыре, в северной и южной Якутии, на Кольском полуострове и в Архангельском регионе, в центральных районах России и в Забайкалье, в Казахстане и других регионах.

ЗАО «Геотехнологии» осуществляет полномасштабную поддержку низкочастотной индуктивной аэроэлектроразведочной системы ЕМ-4Н, а также продолжает поиск и внедрение новых технических решений в аэроэлектроразведке и в других областях съемочной геофизики.

Литература:

1. Петров С.И., Новак В.Д., Тихомиров О.А. Аэроэлектроразведка методом ДИП-А // Разведка и охрана недр, № 5, 2006. С. 38-42.
2. Петров С.И., Новак В.Д. Аэроэлектроразведка методом ДИП-А // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. Специальный выпуск «Аэрогеофизика», 1997. С. 10-13.
3. Жданов М.С. Электроразведка: Учебник для вузов. М.: Недра, 1986, 316 с.

ИЗУЧЕНИЕ ПРИРОДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ С ПОМОЩЬЮ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Володькова Т.В.

Институт Тектоники и Геофизики ДВО РАН, Хабаровск
volodkova@itig.as.khb.ru

Значительная часть юга Дальневосточного региона России покрыта аэрогеофизической съемкой масштаба 1:50000-1:10000. Среднеквадратическая погрешность измерения магнитного поля с использованием аппаратуры СКАТ-77, СТК-11, которая применяется с начала 80-годов XX века, составляла до 5 нТл. Точность измерения содержаний естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) составляла: по урану – $(0,1-0,15) \cdot 10^{-4}\%$, торию – $(0,55-0,65) \cdot 10^{-4}\%$, калию – $(0,05-0,10)\%$. При интерпретации аэрогеофизических данных использовались значения U/Th, K/Th, U/K; по сравнению с характеристиками содержаний ЕРЭ, они меньше зависят от погрешностей съемки и сопоставимы с данными наземных исследований [2].

Уран, торий и калий входят в число элементов-индикаторов магматических процессов. Неизменные породы, сформированные под воздействием процессов кристаллизационной дифференциации в закрытых магматических очагах, характеризуются постоянством отношений ЕРЭ. Они сближены по возрасту, сопряжены с основными этапами единого тектоно-магматического цикла, сопоставимого со временем существования магматического очага. Гидротермально-метасоматически измененные породы (со степенью изменения более 10-20%) выделяются аномалиями отношений ЕРЭ. В открытых магматических очагах от фазы к фазе, за счет притока глубинных флюидов, условия кристаллизации меняются, поэтому средние характеристики отношений ЕРЭ будут закономерно варьировать [2].

Магнитные свойства приповерхностных магматических пород в орогенных и вулканических поясах определяются, в первую очередь, содержаниями и условиями кристаллизации магнитоактивных минералов (магнетита, титаномagnetита) в глубинных магматических очагах либо близ поверхности. Н.П. Романовским [7] на Дальнем Востоке выделялись две серии гранитоидов:

1. существенно оловоносные, К-типа, отличаются низкой магнитностью $\chi = (10-2640) \cdot 10^{-5}$ СИ и коэффициентом окисления $f = 0,14-0,30$;
2. существенно золотоносные, Na-типа, отличаются повышенной магнитностью $\chi = (4900-37700) \cdot 10^{-5}$ СИ и коэффициентом окисления $0,30-0,55$.

Различия между сериями гранитоидов определяются окислительно-восстановительными условиями в материнских магматических очагах (фугитивностью кислорода), а также сложным и слабо изученным взаимодействием коровых и мантийных магм. Фугитивность кислорода прямо определяет тренды эволюции магм (феннеровский либо боуэновский).

Тренд Боуэна типичен для открытых магматических камер, кристаллизационная дифференциация в которых протекает при постепенном притоке свободного кислорода, в резко окислительных флюидных условиях. Тренд Феннера типичен для закрытых камер; для процессов кристаллизации в них типична слабофлюидная обстановка и крайне восстановительные условия [1]. В открытых магматических очагах при увеличении флюидной составляющей растет величина K/Na [5]. Фугитивность (летучесть) кислорода прямо коррелируется с содержанием водной фазы (повышенным давлением воды) в магматических очагах. Это подтверждено исследованиями особенностей магматизма Курильских островов. Типичная для магматических комплексов Курил поперечная зональность (закономерное изменение их состава от фронта к тылу островной дуги) объясняется возрастанием в этом направлении фугитивности кислорода и соответствующим увеличением притока глубинных флюидов [3].

Петрохимические особенности характеристик отношений ЕРЭ и высокая точность аэромагнитометрии определяют высокую эффективность аэрогеофизических исследований

при изучении магматических комплексов и поисках магматогенных месторождений в орогенных и вулканических поясах.

Были систематизированы геологические и рассчитаны средние фоновые характеристики отношений ЕРЭ большого количества золоторудных и оловорудных объектов в орогенных и вулканических поясах юга Дальнего Востока России. На основе этих данных в полях отношений ЕРЭ выделяются две последовательности или линии (рис.1). Каждая из этих линий содержит последовательность кластеров, определяющих характеристики магматогенных оловорудных и золоторудных месторождений основных генетических типов. Магматогенные месторождения юга Дальнего Востока комплексные, поэтому тип оруденения (золотой или оловянный) часто определяется по относительному преобладанию той или иной минерализации. Обе рудные линии пересекаются в пространстве, что является подтверждением существования на юге Дальнего Востока месторождений смешанного генезиса – золото-редкометалльных.

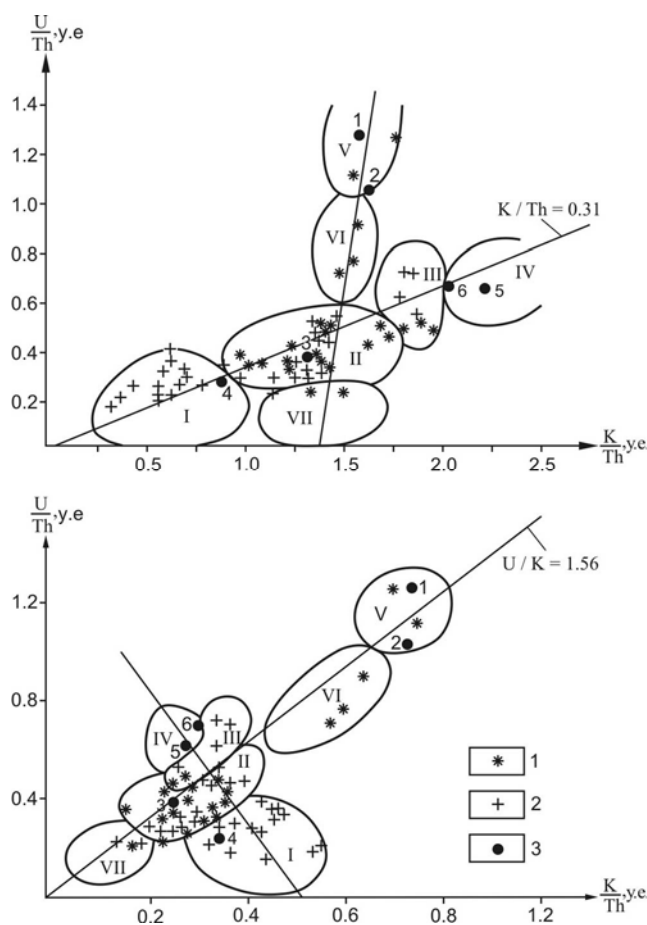


Рис.1 Поля корреляции отношений ЕРЭ магматогенных рудных объектов Дальнего Востока России.

1 – оловорудные объекты, 2 – золоторудные объекты, 3 – эталонные объекты, в т.ч.: 1 – Мопань, 2 – Уджаки, 3 – Учама, 4 – Многовершинное, 5 – Ночное, 6 – Хинганское. Рудные типы: I - золото-серебряный эпитеpmальный, II - золото-редкометалльно-кварцевый, III - золото-серебро-кварцевый, IV - медно-порфировый с золотом, V - олово-порфировый, VI - касситерит-кварцевый, VII - оловянные месторождения в вулканиках.

Значения фоновых отношений ЕРЭ рудных полей зависят, в первую очередь, от характеристик магматических комплексов, поэтому в регионе выделяются две магматические ассоциации – золото-редкометалльная и олово-полиметаллическая (по типу магматогенных месторождений, с которыми они генетически связаны).

В орогенных и вулканических поясах Дальнего Востока магматические породы обеих ассоциаций часто сопряжены в пространстве, внедрялись на разных стадиях существования долгоживущих глубинных магматических очагов, формировались в изменяющихся физико-химических условиях. Это приводит к наложению двух основных процессов магмообразования (магматических ассоциаций) в пределах одного рудного поля и комплексному характеру оруденения. Эти магматические ассоциации включают специализированные на золото и олово магматические комплексы, выделенные Н.П. Романовским [7]. При формировании магматических комплексов, кроме процессов кристаллизационной дифференциации, огромную роль играла флюидизация; учесть влияние флюидов на характеристики отношений ЕРЭ очень сложно. Кроме ювенильных (мантийных) флюидов специфического состава в процессах магмообразования значительную роль могли иметь и коровые флюиды другого состава. Все это вызывает большие сложности при попытках оценить природу магматических образований в орогенных и вулканических поясах.

С магматогенными золоторудными объектами региона обычно ассоциируются магматические комплексы габбро-диорит-гранитного, диорит-гранодиорит-гранитного и близкого состава. Они характеризуются повышенной магнитностью, низким К/Na отношением и образуются в закрытых магматических очагах в условиях низкой флюидности. По характеристикам отношений ЕРЭ они близки к материнским магмам и их источникам. Поэтому для оценки происхождения объектов золото-редкометалльной ассоциации можно использовать средние отношения ЕРЭ мантийных и коровых резервуаров Земли. Такая работа была проведена и показала, что магматические комплексы, специализированные на золото, связаны с обогащенными мантийными резервуарами [2].

Определить природу олово-полиметаллической магматической ассоциации и особенностей формирования оловорудных объектов значительно труднее. Для этих магматических пород типично высокое К/Na отношение, они формируются в условиях высокой флюидности, которая может неконтролируемо изменять параметры отношений ЕРЭ. Поэтому характеристики отношений ЕРЭ оловорудных объектов и оловоносных магматических комплексов существенно отличаются от характеристик основных мантийных и коровых резервуаров [2]. С олово-полиметаллической магматической ассоциацией генетически связаны и месторождения редких металлов (молибдена, вольфрама), представителем которых является оловянно-вольфрамовое грейзеновое месторождение с комплексными рудами Тигриное [6]. Месторождение связано с небольшим штоком лейкократовых гранит-порфиров и порфиридных гранитов, в различной степени грейзенизированных. Проявления редких металлов известны на Урале, где они ассоциируются со штоками лейкократовых кременкульских и малышевских гранитоидов. Отмечалось, что такие рудные объекты образуются под воздействием как коровых, так и мантийных магм, причем объекты с недостаточной коровой составляющей отличаются низкой перспективностью [4, 8]. Пока можно только предположить, что при формировании таких объектов большую роль играли также флюидные процессы, причем, не только ювенильные флюиды, но и флюидизация в континентальной коре.

Месторождения редких металлов часто относятся к порфиоровому типу. Объекты порфиорового типа (олово-порфировые, медно-молибденовые, золото-медно-порфировые) связаны с небольшими штокообразными интрузиями, обычно приуроченными к надинтрузивной либо апикальной зоне крупных интрузивных массивов и сопровождаются интенсивными метасоматическими ореолами. Перспективы подобных рудных объектов могут быть значительны. В отдельных случаях рудоносные штоки внедряются во внутренние зоны крупных интрузивных массивов, обнаженных на поверхности (кременкульские лейкограниты). Для таких объектов процессы метасоматоза не типичны, может наблюдаться минерализация в зонах дробления и перспективы, в целом, низки.

Литература:

1. Аriskин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, МАИК «Наука/Интерпериодика», 2000. 363 с.
2. Володькова Т.В. Аномалии отношения радиоактивных элементов и природа рудной минерализации Приамурья // Тихоокеан. Геология, 2006. Т. 25. №4. С. 54-68.
3. Володькова Т.В. Особенности магматизма острова Кунашир (Курильская островная дуга) по аэрогеофизическим данным //Тихоокеан. Геология, 2007. Т. 26. №6. С.15-37.
4. Каллистов Г.А. Новые данные о редкометалльных гранитах Кременкульского массива, Южный Урал // Геология и минерагения Кольского региона /Труды Всерос. (с междунар. участием) науч. конф. Апатиты, 2007. С.92-94.
5. Маракушев А.А. петрология. М.: Изд-во МГУ, 1988. 309 с.
6. Родионов С.М. и др. Молибденовая минерализация в рудах оловорудного месторождения Тигриное (Приморье, Россия) //Геология рудных месторождений, 2007. Т. 49. №4. С. 321-333.
7. Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 192 с.
8. Osipova T.A. The Geochemistry features of the rare-metal granites of the east slope of the Ural // Large igneous provinces of Asia, mantle plume and metallogeny / Novosibirsk, Russia, 13-16 august, 2007. Novosibirsk, 2007. P. 140-142.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПЕРЕДОВЫХ СКЛАДОВ УРАЛА (ПЕРМСКИЙ КРАЙ)

Геник И.В.

Горный институт УрО РАН, Пермь
ivg@mi-perm.ru

Повышение информативности и геологической содержательности региональных работ на нефть и газ связано с использованием комплекса методов, в котором необходимыми компонентами являются гравиметрические и магнитометрические исследования, позволяющие получить информацию о закономерностях пространственного изменения плотностных и магнитных свойств пород, выделить наиболее перспективные для поисковых работ зоны и объекты [2].

Значение геопотенциальных методов особенно возрастает при выходе на неисследованные территории, характеризующиеся сложными геологическими условиями и, в частности, надвиговыми зонами. В пределах Пермского края региональные работы выполнялись в западной, северной и восточной частях [1]. Рассмотрим некоторые из результатов для восточной части региона, где геологическое строение особенно сложное.

Работы в центральной части Передовых складов Урала на территории Пермского края (рис. 1) включали отработку с шагом 200 м 11 профилей (восьми субширотных и трех субмеридиональных) общей протяженностью более 500 км. Гравиметрические и топографо-геодезические работы выполнялись современной аппаратурой, в результате среднеквадратическая погрешность определения аномалии Буге с учетом погрешностей вычисления поправок за влияние рельефа местности составила ± 0.046 мГал.

Интерпретация гравиметрических данных предусматривала как профильную интерпретацию, так и площадную. Для выполнения последней в пределах исследуемой территории была построена (с использованием 20 старых съемок) сводная гравиметрическая карта в масштабе 1:500 000 с переменным сечением изоаномал, зависящим от масштабов и качества исходных данных на том или ином участке. Изолинии аномального гравитационного поля проведены, преимущественно, через 2.0 мГал, поскольку большую часть исследуемой территории занимают съемки масштаба 1:200 000.

Для основной части площади имелись современные данные комплексной аэрогеофизической (в т.ч. аэромагнитной) съемки масштаба 1:50 000.

Осадочный чехол рассматриваемой территории слагается рифейскими карбонатными и терригенными породами, вендскими терригенными породами, палеозойскими (силурийскими, девонскими, каменноугольными и нижнепермскими) отложениями, преимущественно, карбонатными. Турнейские отложения представлены карбонатно-терригенными породами со значительным содержанием битуминозно-кремнистого материала, а на отдельных участках растет доля карбонатов. На востоке и, особенно, на юго-востоке района работ породы собраны в сложную складчато-надвиговую систему.

В ходе интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных решались следующие основные задачи: уточнение строения кристаллического фундамента, осадочных толщ палеозоя и протерозоя; выявление нефтегазоперспективных зон и объектов. На карте сводного гравитационного поля достаточно четко отображаются региональные особенности строения территории. На западе площади выделяется область пониженных значений, связанная с большой мощностью артинско-нижнекунгурских терригенных пород. В этой области прослеживается восточное продолжение Дуринского прогиба, проявляющееся в виде узкой полосы повышенных значений гравитационного поля. Центральная зона повышенных значений поля характеризует надвиговые зоны, где происходит удвоение разреза и выходят на поверхность карбонатные породы. Восточная зона пониженных значений $\square g$ связана с увеличением мощности додевонских терригенных пород и их выходом на земную поверхность. Южная зона высоких значений гравитационного поля отображает подъем фундамента и неоднородности его строения.

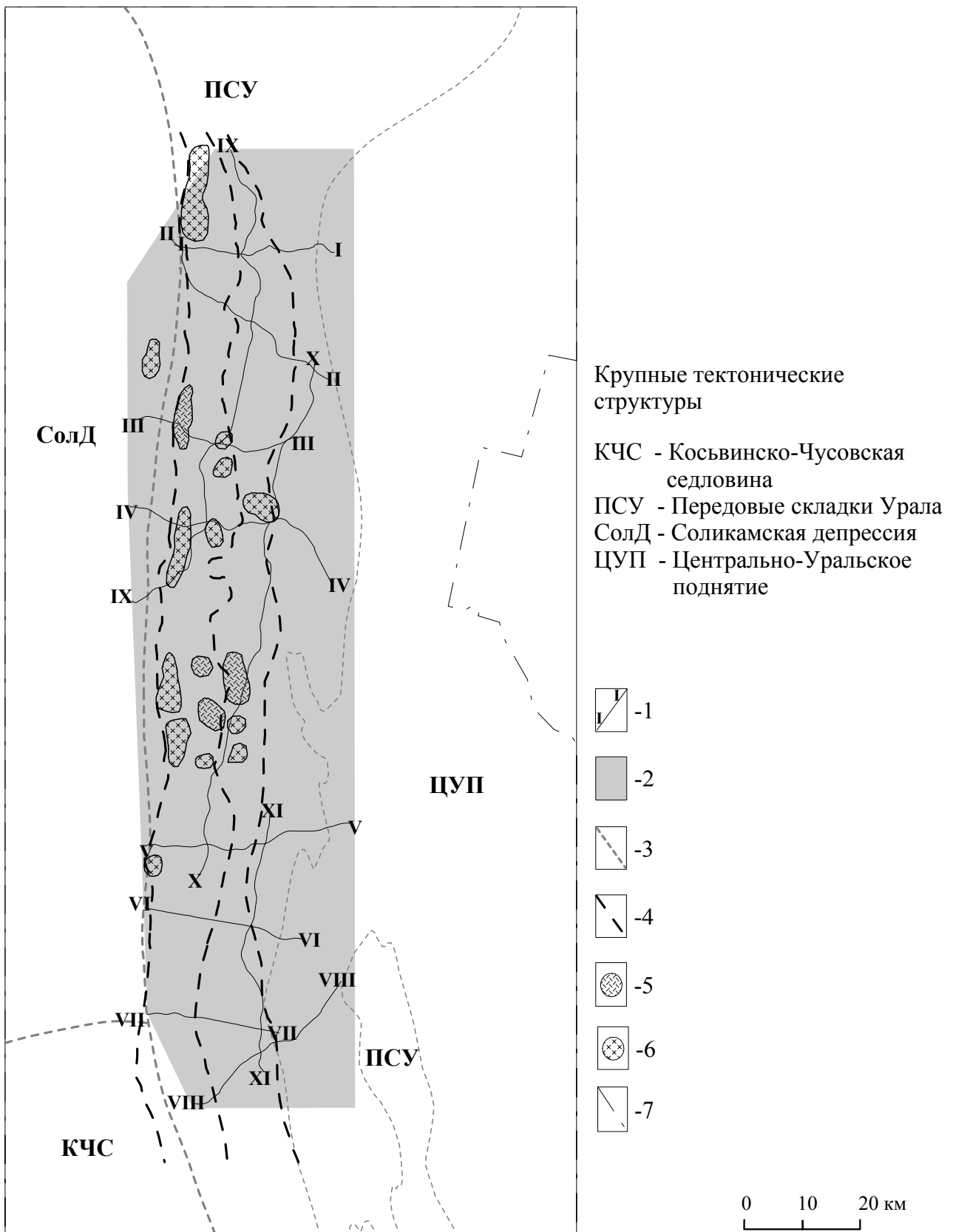


Рис.1. Обзорная схема региональных работ.

1 - региональные профили; 2 - площадь интерпретации при региональных работах; 3 - границы крупных тектонических структур; 4 - скорректированное положение карбонатных фронтов надвигов по данным гравиметрии; гравитационные аномалии: 5 - отображающие известные месторождения и структуры, 6 - наиболее перспективные при нефтегазопоисковых работах; 7 - граница Пермского края

Совместный анализ гравитационного и магнитного полей и их трансформант (модуля

полного горизонтального градиента и аномалии, получающейся после снятия линейного фона) позволил наметить две большие особенности глубинного строения территории, расположенные в северной и южной частях площади (рис. 2). Более четко указанные неоднородности проявляются в магнитном поле, поскольку не маскируются влиянием осадочного чехла (надвиговые структуры, терригенные толщи). Снятие гравитационного эффекта верхней части осадочного чехла позволяет проследить общие особенности глубинного строения и также наметить в поле Δg (рис. 2а) две области повышенных значений. Оценка интегральных характеристик возмущающих объектов дала достаточно близкие величины при определении по гравитационному и магнитному полям. Сопоставление с данными сейсморазведки показало, что центры аномальных объектов лежат ниже поверхности фундамента. В кристаллическом фундаменте по данным геопотенциальных методов были намечены границы блоков и дано общее описание закономерностей его погружения.

В результате интерпретации гравитационного поля было выполнено уточнение положения выходов карбонатных пород в фронтах надвигов, выделяемых по данным геологической съемки (рис. 1), проанализированы трансформанты и выделены 47 локальных аномалий для интервала глубин до 3.0 км, связанные с положительными структурными формами по отражающему горизонту Π^{II} . Четыре аномалии совпадают полностью или частично с известными объектами – Низовская, Верх-Ивакинская, Загорская структуры и Ветосское месторождение, в качестве новых наиболее перспективных выделено 13 аномалий (рис. 1). Бесперспективные аномалии имеют в основном тектоническую природу, перспективные – седиментационную и тектоно-седиментационную. Представляющие наибольший интерес в нефтепоисковом отношении гравитационные аномалии расположены в северной и центральной частях площади.

В результате подбора гравитационного поля для региональных профилей были построены согласованные сейсмогравиметрические модели, позволившие уточнить плотностное строение территории, при этом с фронтами надвигов связаны наибольшие отклонения плотности от средней для палеозойских осадочных комплексов. В восточной части площади для нерасчлененной по данным сейсморазведки осадочной толщи получены пониженные значения плотности. Данное обстоятельство связано со значительным влиянием тектонического фактора на трещинообразование и уменьшение плотности пород, указывая на малую перспективность этих территорий в нефтегазопроисковом отношении.

Таким образом, выполненные региональные работы позволили уточнить региональные особенности геологического строения территории, выделить крупные глубинные аномальные объекты, скорректировать положение основных надвигов, пересекающих площадь работ, наметить гравитационные аномалии, связанные с наиболее перспективными для работ на нефть и газ антиклинальными объектами в палеозойском осадочном комплексе.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 07-05-96009

Литература:

1. Геник И.В. Изучение строения Предуральяского краевого прогиба методами гравиметрии // "Стратегия и процессы освоения георесурсов": Материалы научной сессии Горного института УрО РАН по результатам НИР в 2003 году. Пермь, 2004. – С.116-120.
2. Методические аспекты комплекса региональных сейсмо-, грави-, магниторазведочных исследований, проводимых в Пермском Прикамье / Новоселицкий В.М., Неганов В.М., Бычков С.Г., Геник И.В., Зотеев М.С. // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 32-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского, Пермь, 24-29 января 2005 г., С.208-212.

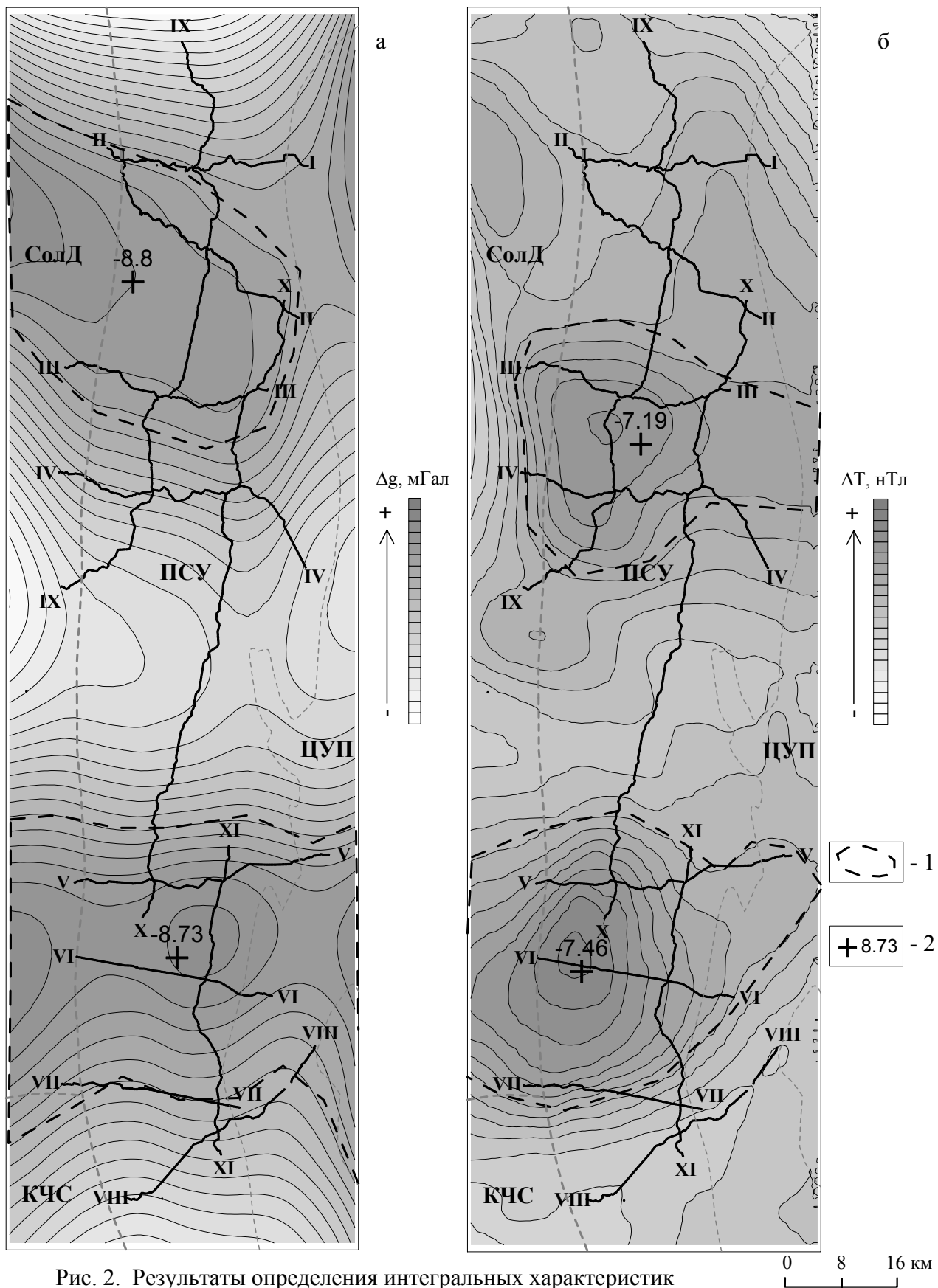


Рис. 2. Результаты определения интегральных характеристик возмущающих объектов по гравитационному (а) и магнитному (б) полям.
 1 - контуры интерпретируемых аномалий; 2 - плановое положение центра аномалии и значение его глубины в км;
 Остальные условные обозначения см. рис. 1

МАГНИТОАКУСТИЧЕСКАЯ ЭМИССИЯ СУЛЬФИДНО-МАГNETИТОВЫХ РУД ПЕСЧАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Глухих И.И.¹, Иванченко В.С.¹, Строкина Л.Г.¹, Хейнсон А.П.¹, Алешин К.Б.²

1 – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

2 – Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

При изучении магнитоакустической эмиссии (МАЭ) магнетитовых руд, в формировании которых принимали участие магматический, метасоматический и метаморфический процессы (Естюнинское месторождение на Среднем Урале) были установлены отличия информационных параметров для различных типов руд [1]. Дальнейшее изучение МАЭ природных ферримагнетиков было продолжено на сульфидно-магнетитовых рудах Песчанского месторождения.

Песчанское месторождение состоит из группы рудных тел (Новопесчанский участок, Западно-Песчанская залежь, Южная залежь и т.д.) и приурочена к северо-западному контакту Ауэрбаховского интрузивного массива [2]. Рудные залежи на месторождении локализуются только в скарнах, состоящих из граната ряда гроссуляр-андродид и моноклинного пироксена. Из вторичных минералов развит эпидот, кальцит, хлорит, кварц. Рудные тела сложены сплошными магнетитовыми, сульфидно-магнетитовыми и вкрапленными скарново-магнетитовыми рудами. Магнетитовое оруденение приурочено к концу роговиковой ступени приконтактового метаморфизма, когда отложение магнетита идет при незаконченном процессе образования граната и пироксина [2]. Сульфидное оруденение наложено на магнетитовое и сопровождается разложением граната и пироксена. В сульфидно-магнетитовых рудах отмечается магнетит второй генерации, который развивается по пирротину.

Нами изучена МАЭ образцов с Ново-Песчанского участка, Западно-Песчанской залежи и Южной залежи.

Образцы с Ново-Песчанского участка представлены сплошными магнетитовыми рудами (содержание магнетита от 70 до 95 %) с небольшой вкрапленностью сульфидов (пирит, халькопирит) и вкрапленными (скарновыми) рудами с содержанием магнетита от 40 до 60 %.

Западно-Песчанская залежь представлена также образцами сплошных магнетитовых (содержание магнетита 70 – 95 %) и вкрапленных магнетитовых (содержание от 20 до 60 %) руд. Практически во всех образцах присутствует сульфидная составляющая, представленная не только пиритом и халькопиритом, но и пирротинном. В нескольких образцах магнетит практически отсутствует, и магнитная фракция представлена пирротинном.

Образцы с Южной залежи, в основном, аналогичны образцам Западно-Песчанской залежи, то есть отмечаются наличием значительной доли сульфидов с пирротинном.

Возможно, при изучении магнитоакустической эмиссии природных ферримагнетиков, которые, как правило, отличаются наличием нескольких магнитных фаз, целесообразно ввести понятие активности магнитоакустической эмиссии. Во-первых, имеет место аддитивное сложение сигналов МАЭ от различных источников МАЭ [3, 4], а во-вторых, величина сигнала МАЭ, диапазон её проявления в намагничивающем поле определяется особенностями доменной текстуры ферримагнетиков [1, 3]. Эта величина может быть определена как площадь, ограниченная кривой МАЭ для данной магнитной фазы, величиной магнитного поля на $\frac{1}{2}$ амплитуды МАЭ и величиной намагничивающего поля, соответствующего медианному значению диапазона МАЭ.

По форме кривой МАЭ измеренные образцы могут быть разделены на пять типов. К **первому типу** отнесены образцы, у которых МАЭ отсутствует. По минералогическому описанию в них отсутствует, или отмечается очень незначительная тонкая вкрапленность магнетита. Встречающийся пирротин, по-видимому, представлен гексоганальной разновидностью.

Второй тип образцов отличается одновершинной кривой МАЭ. Максимальное значение МАЭ наблюдается в магнитном поле 10 кА/м, диапазон проявления МАЭ – 80 кА/м,

магнитное поле, соответствующее половине амплитуды МАЭ, 20 кА/м. Такие параметры МАЭ близки к параметрам МАЭ сплошных руд Естюнинского месторождения, связанных со скарновой метасоматической стадией образования [1].

Для **третьего типа** образцов характерна двухвершинная кривая МАЭ. С некоторым приближением также кривые могут быть разделены на составляющие. Первая составляющая – с параметрами: магнитное поле максимума – 12 кА/м; поле половины амплитуды – 17 кА/м; диапазон – 65 кА/м. Вторая, соответственно: 25; 25 и 45 кА/м. Первая составляющая может быть обусловлена наличием магнетита, т.к. амплитуда её увязывается с количеством магнетита по минералогическому описанию. Параметры МАЭ в этой области близки к параметрам МАЭ образцов второго типа. Амплитуда второй составляющей МАЭ коррелируется с содержанием пирротина по минералогическому описанию. Нельзя исключить и вариант, что часть этой составляющей МАЭ связана со вторичным магнетитом, образовавшимся по пирротину.

Образцы **четвертого типа** обладают двухвершинной кривой МАЭ с асимметрией левой ветви кривой. Параметры основной кривой МАЭ соответствуют кривой МАЭ для образцов третьего типа, то есть первый пик объясняется присутствием магнетита, второй, в большей степени вероятности, – пирротин. Максимум амплитуды составляющей кривой МАЭ, обуславливающей асимметрию, приходится на область отрицательных намагничивающих полей, и может быть объяснен наличием обратномагниченной (по отношению к основной части) магнитной фазы. На Естюнинском месторождении такая фаза была обусловлена пирротинном [1].

Образцы **пятого типа** представлены, в основном, моноклинным пирротинном. По форме кривой МАЭ можно выделить три подтипа. **Первый подтип** обладает одновершинной кривой МАЭ с параметрами: максимум кривой МАЭ в магнитном поле 20 кА/м, магнитное поле половины амплитуды – 19 кА/м, диапазон МАЭ – 42 кА/м. Для **второго подтипа**, кроме отмеченной МАЭ, обусловленной пирротинном, отмечается МАЭ с максимумом в поле 48 кА/м и незавершающаяся в диапазоне применяемых намагничивающих полей. Для образцов **третьего подтипа** на кривой МАЭ отмечается наличие асимметрии левой части, обусловленной, по-видимому, наличием ещё одной магнитной фазы.

Авторы благодарят главного геолога Богословского рудоуправления Казанцева А.В. за предоставленную для исследования коллекцию образцов.

Литература:

1. Глухих И.И., Иванченко В.С., Уткин В.И. Магнитоакустическая эмиссия магнетитовых руд сложного генезиса // ДАН, 2007. Т. 413. № 2. С.251-253.
2. Скарново-магнетитовые формации Урала: Средний и Южный Урал / Под ред. В.И. Смирнова, А.М. Дымкина. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 212 с.
3. Глухих И.И., Иванченко В.С., Угрюмова И.С. Экспериментальные исследования магнитоакустической эмиссии природных ферромагнетиков // Уральский геофизический вестник, 2000. № 1. С.40-46.
4. Горкунов Э.С., Ульянов А.И., Хамитов В.А. Магнитоупругая акустическая эмиссия в ферромагнитных материалах. 3. Влияние структурных изменений на магнитоупругую акустическую эмиссию (обзор) // Дефектоскопия, 2002. № 5. С.86-112.

О ВЫБОРЕ МОДЕЛИ ПАЛЕОКЛИМАТА ДЛЯ ВНЕСЕНИЯ ПОПРАВОК В ИЗМЕРЕННЫЙ ТЕПЛОВОЙ ПОТОК НА УРАЛЕ

Голованова И.В.¹, Сальманова Р.Ю.¹, Демежко Д.Ю.²

1 - Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

2 - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Предыдущими исследованиями в пределах Урала выявлена региональная аномалия низкого теплового потока. Одним из возможных факторов, искажающих наблюдаемое распределение теплового потока является палеоклимат. Распределение температуры в верхней части земной коры на глубине до нескольких километров искажено влиянием изменений температуры земной поверхности в прошлом, поэтому корректная оценка плотности теплового потока требует учета влияния палеоклимата.

Для введения климатической поправки в измеренный тепловой поток в первую очередь необходимо надежно оценить региональную климатическую историю. В последнее время сведения об изменении температуры поверхности Земли в изучаемом регионе существенно пополнились [1-4 и др.] По геотермическим данным получены многочисленные оценки изменений палеоклимата за последнее тысячелетие. Результаты геотермических реконструкций проанализированы совместно с метеоданными и немногочисленными другими имеющимися сведениями о прошлых изменениях климата. Более отдаленные климатические события, включая вюрм-голоценовое потепление оценены по данным из трех глубоких скважин: Ильменской-1, Уральской сверхглубокой СГ-4 и Леузинской-1, расположенной в башкирской части Предуральяского прогиба. Анализ геотермических данных по уральским скважинам позволил выявить широтную зависимость климатического сигнала. Анализ геотермических данных по более обширной территории, выполненный Д.Ю.Демежко с соавторами, позволил выявить закономерности пространственного распределения амплитуды плейстоцен/голоценового потепления в северной Евразии [4-6 и др.]. Таким образом, при введении палеоклиматической поправки в измеренный тепловой поток на Урале появилась возможность учесть зависимость палеоклиматического сигнала от широты и долготы местности. Полученные результаты использованы для более обоснованной оценки прошлых изменений климата на Урале и для математического моделирования вызванных ими искажений теплового потока и геотермического градиента.

С учетом результатов изучения палеоклимата, полученных в последние годы, в работе предложен способ введения палеоклиматической поправки в измеренный тепловой поток на Урале. Предлагаемая методика заключается в следующем.

Климатические поправки в измеренный геотермический градиент рассчитываются на основе решения одномерного нестационарного уравнения теплопроводности. Известно, что в современном геотемпературном поле наиболее заметный след оставили два климатических эпизода прошлого – вюрмское оледенение 80-10 тысяч лет назад и малый ледниковый период 600-150 лет назад [1]. Причем влияние первого распространяется до первых километров, второго – до нескольких сотен метров. Поэтому считается, что без значимой погрешности для решения задачи возможно использование упрощенной климатической модели, включающей лишь эти два палеоклиматических эпизода (модель 2, рис. 1). Однако, видно, что в самой верхней части разреза аномальные градиенты, рассчитанные по упрощенной и более детальной палеоклиматическим моделям существенно различаются. В то же время, среди опубликованных данных по тепловому потоку Урала довольно много таких скважин, в которых при определении теплового потока включен самый верхний интервал. Поэтому, в данной работе мы не используем упрощенную модель палеоклимата. Мы опираемся на сведения об изменении средней глобальной температуры воздуха в северном полушарии в отклонениях от современной температуры, приведенные в монографии [1] (модель 3 на рис. 1) как компиляция литературных данных, с учетом регионального коэффициента.

В первом приближении для получения региональной палеотемпературы можно умножить среднеглобальное отклонение температуры от современной на коэффициент K ,

зависящий от широты местности φ . Мы использовали зависимость, рекомендованную в работе [7]:

$$K(\varphi) = 1,5 + (\varphi - 40)/30.$$

Зависимость от долготы связана с осеасимметричным характером вюрм/голоценового потепления. Согласно палинологическим оценкам, подтверждаемым и данными геотермии [4 и др.], центр потепления находился в Северной Атлантике. Изолинии потепления таким образом снижаются примерно на 5° широты при удалении на 20° долготы на запад от уральского меридиана. Результаты реконструкции палеоклимата по данным из глубоких уральских скважин хорошо согласуются с этой моделью, подтверждая тем самым ее справедливость. Влияние долготы в нашей модели учитывается введением так называемой эквивалентной широты, которая учитывает влияние одновременно и широты, и долготы местности

$$\varphi_{\text{экв}} = \varphi - (\lambda - 60) * 0,25,$$

где φ - широта, λ - долгота.

Отметим, что позднее были предложены несколько другие зависимости для описания регионального распределения палеоклиматического сигнала [6], однако для изучаемой территории результат практически не изменяется.

С учетом эквивалентной широты и зависимостей, предложенных в работе [7] рассчитаны значения регионального коэффициента и начальной температуры поверхности Земли. Полученные при таком подходе амплитуды вюрм-голоценового потепления хорошо согласуются с данными об их широтном изменении вдоль уральского меридиана 60° с.ш. Амплитуды похолодания и потепления малого ледникового периода также хорошо согласуются с оценками, выполненными по геотермическим данным [1 и др.].

Полученные значения регионального коэффициента и начальной температуры поверхности Земли использованы при моделировании искажений теплового потока и геотермического градиента для различных зон изучаемого региона.

Искажения геотермического градиента и теплового потока под влиянием палеоклимата распределены неравномерно по глубине. Наиболее значительные отклонения вызваны вюрм-голоценовым потеплением, его влияние распространяется до первых километров. Малый ледниковый период (600-150 лет назад) оказывает влияние на распределение градиента в верхних 400-500 м.

Определение теплового потока на изучаемой территории проводилось классическим раздельным способом. При этом средневзвешенная величина теплового потока по скважине определялась по его поинтервальным значениям. Влияние палеоклимата сказывается во всем интервале определения теплового потока. Оно будет больше, если тепловой поток определялся в неглубокой скважине, или, если интервал определения теплового потока включает верхнюю часть разреза скважины. Если тепловой поток определялся в глубоких скважинах, особенно, если учитывались данные только по нижней части разреза, то поправки могут быть незначительными. Поэтому мы предлагаем рассчитывать средневзвешенную поправку на влияние палеоклимата во всем интервале определения теплового потока исходя из результатов моделирования.

Таким образом, полученная зависимость искажений градиента температуры от глубины используется для определения средневзвешенного искажения теплового потока в интервале его определения. Кроме того, результаты моделирования позволяют оценить искажения теплового потока на отдельных интервалах глубин.

Введены поправки на влияние палеоклимата в измеренный тепловой поток по всем скважинам, в которых выполнены его измерения. Составлен новый вариант карты теплового потока Урала, исправленного на влияние палеоклимата.

Результаты свидетельствуют о том, что искажающее влияние палеоклимата сильнее выражено в неглубоких скважинах, расположенных преимущественно в Тагило-Магнитогорской зоне, пространственно совпадающей с зоной аномально низких тепловых потоков. Однако зона аномально низких тепловых потоков в Магнитогорской зоне четко выявляется и при внесении поправок, то есть возникновение этой аномалии невозможно

объяснить только влиянием палеоклимата. Скорее всего, она связана с особенностями глубинного строения и геологического развития.

Таким образом, в работе предложена модель прошлых изменений климата, позволяющая ввести палеоклиматические поправки в измеренные значения теплового потока на Урале. Учет влияния палеоклимата должен внести вклад в уточнение представлений о распределении теплового потока на Урале и в понимание природы Уральской аномалии тепловых потоков.

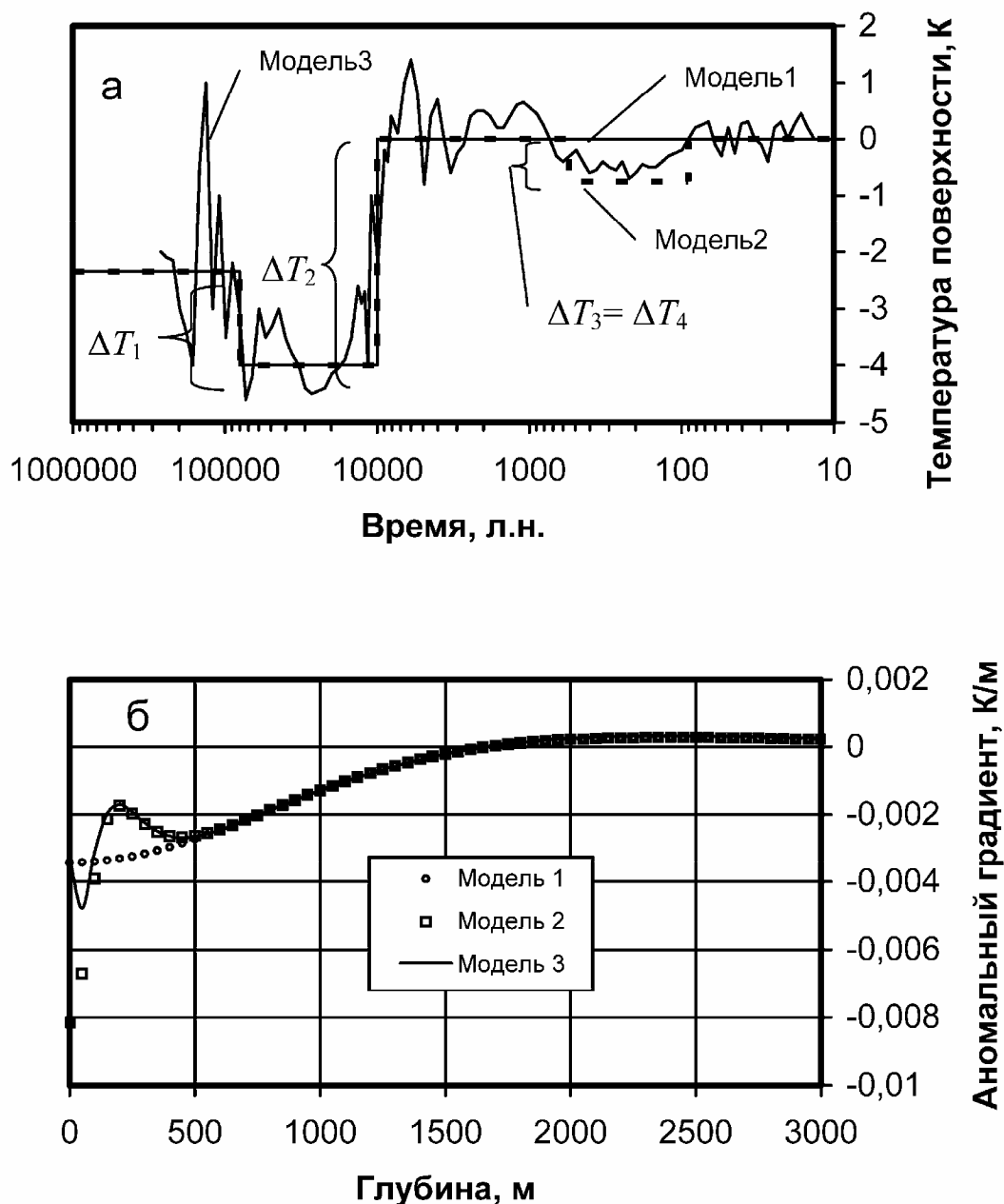


Рис.1. Палеоклиматические модели различной степени детальности (а) и соответствующие им вертикальные распределения аномального геотермического градиента (б).

Литература:

1. Демежко Д.Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 144 с.

2. Голованова И.В. Тепловое поле Южного Урала. М.: Наука, 2005. 189 с.
3. Голованова И.В., Валиева Р.Ю. Новые оценки амплитуды вюрм-голоценового потепления на Южном Урале по геотермическим данным / Геологический сборник №5: Информационные материалы ИГ УНЦ РАН, Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2006. С. 201-203.
4. Демежко Д.Ю., Уткин В.И., Дучков А.Д., Рывкин Д.Г. Сопоставление климатов последней ледниковой эпохи и современного на основе данных скважинной геотермии / Глубинное строение, геодинамика, мониторинг, тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Третьи научные чтения памяти Ю.П.Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2005. С. 92-94.
5. Демежко Д.Ю., Уткин В.И., Дучков А.Д., Рывкин Д.Г. Геотермические оценки амплитуд голоценового потепления в Европе // Докл. РАН. 2005. Т. 406, № 5. С. 688-690.
6. Демежко Д.Ю., Рывкин Д.Г., Уткин В.И., Дучков А.Д., Балобаев В.Т. Пространственные закономерности плейстоцен/голоценового потепления в Северной Евразии. Анализ геотермических данных. // Уральский геофизический вестник №1 (10), Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 6-26.
7. Пименов В.П., Попов Ю.А., Климанов В.А. Вертикальные вариации теплового потока и палеоклимат // Физика Земли. 1996. № 6. С. 84–92.

ПРОЯВЛЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ И СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ НА ТЕРРИТОРИИ ЕКАТЕРИНБУРГА

Гуляев А.Н.^{1,2} Дружинин В.С.^{1,2}, Дёмина А.Ю.², Косолапов А.А.²

1 – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

2 – ГОУНПП «Уралсейсмоцентр», Екатеринбург

Екатеринбург располагается на восточном склоне новейшего Уральского орогена, продолжающийся рост которого сопровождается подвижками блоков верхней части земной коры по зонам нарушения ее сплошности, наклонами блоков и ощутимыми землетрясениями. Особенностью Екатеринбурга и других городов, расположенных в пределах «обнаженного» Урала, является то, что они построены на коренных скальных палеозойских породах, перекрытых относительно маломощным (от долей метра до 15-25 м) преимущественно глинистым чехлом коры выветривания и четвертичных отложений. Четвертичная геодинамика на территории города проявляется в особенностях пространственного расположения, изменения мощности и состава четвертичных отложений, в морфологии рельефа дневной поверхности. Современная геодинамика отражена в вертикальных подвижках дневной поверхности по данным повторных нивелировок. Не исключено, что она так же проявляется и в виде аварий на линиях подземных коммуникаций, участки которых могут соответствовать участкам пересечения этих линий с зонами нарушения сплошности и деформаций верхней части земной коры, проявляющим активность на современном этапе.

Проявления современных вертикальных движений земной коры оценивались по данным повторных нивелировок первого и второго класса, выполненных предприятием «Уралгеодезия» по линиям железных дорог относительно фундаментального репера 340, расположенного в юго-западной части сквера Оперного Театра в Екатеринбурге. Анализ этих данных позволяет заключить, что современными относительными воздыманиями со скоростями порядка сотых – десятых долей мм в год охвачена центральная часть Исетской денудационно-тектонической впадины и частично ее северо-северо-восточное обрамление (рис. 1). Эта область соответствует согласно [1,2] ядру палеозойской Визовской мегантиклинали, в котором обнажаются граниты Визовского сателлита Верх-Исетского массива. Характерной особенностью этой структуры, согласно [1], является ее дискордантное по отношению к субмеридиональным Уральским структурам запад-северо-западное направление по азимуту около 300 градусов. В мезо-кайнозойское время по ней развилась новейшая денудационно-тектоническая Исетская впадина, освоенная в четвертичное время долиной р.Исеть. Территории расположенные к юго-западу и северо-востоку (на крыльях Визовской мегантиклинали) испытывают относительное погружение с такими же скоростями.

Другим признаком недавних вертикальных движений блоков верхней части земной коры являются перехваты речных долин небольших речек, притоков Исети и Пышмы. Одним из таких примеров может быть субмеридиональный линейный в плане участок, соединяющий поймы Пышмы и Исети развития иловатых глин, который может представлять собой реликтовые аллювиальные осадки речки, являвшейся притоком Исети или Пышмы или палеоруслем какой либо из этих рек. Возможное поднятие блока земной коры между жилыми массивами «Эльмаш» и «Пионерский» в позднечетвертичное (голоценовое?) время преградило путь воде по этому элементу ландшафта.

Признаки относительно высокоамплитудных послеплейстоценовых вертикальных движений блоков земной коры, сыгравших серьезную роль в формировании Обсерваторской возвышенности в центре Екатеринбурга приведены в работе [3]. Они представляют собой трещины растяжения в коренных палеозойских породах, заполненные песчано-галечниковым материалом раннеплейстоценового возраста. Предполагается, что «по этим трещинам происходили дифференциальные движения в земной коре, приведшие к плавному изгибанию ее поверхности» [3]. С трещиной у западного подножья Обсерваторской

возвышенности связаны мощные родники, в частности Малаховский ключ, являвшийся в прошлом источником водоснабжения города.

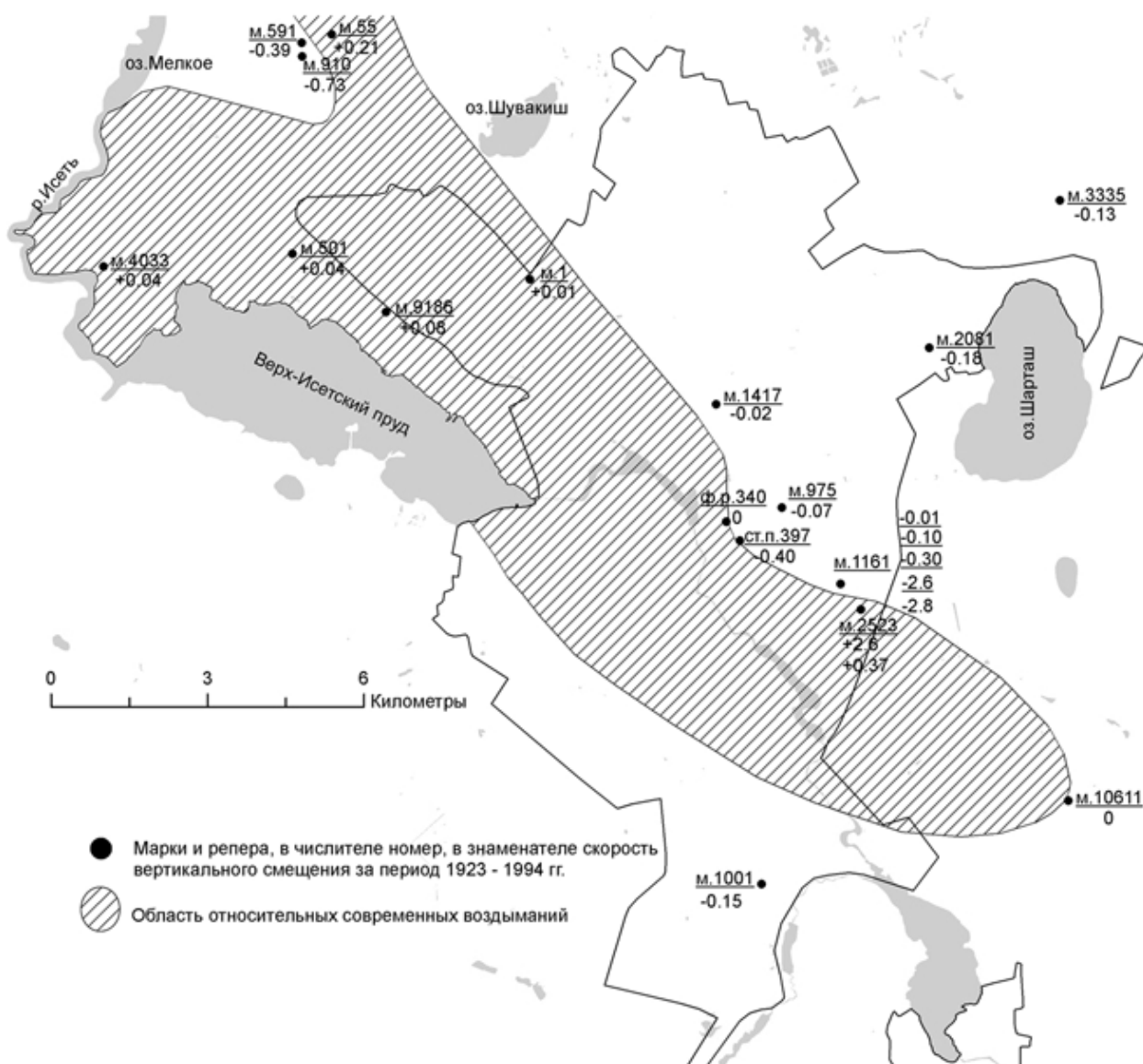


Рис.1. Схема скоростей современных вертикальных движений дневной поверхности на территории Екатеринбурга за период с 1923 по 1994г.г. по данным повторных нивелировок по линиям железных дорог относительно фундаментального репера 340, расположенного в юго-западной части сквера Оперного театра. В числителе - номер марки, репера, в знаменателе - скорость современных вертикальных движений дневной поверхности в мм в год. Составил Гуляев А.Н. по данным предприятия «Уралгеодезия», 2000 г.

Четвертичные отложения на территории города представлены аллювиальными, делювиальными и озерно-болотными отложениями [1,2]. Разрез аллювиальных четвертичных отложений на территории города (по данным выполненного нами обобщения данных инженерно-геологических изысканий, проведенных на территории Екатеринбурга разными организациями) характеризуется тем, что в нижней его части отложены более грубообломочные песчанистые и гравелитистые отложения. В верхней части они сменяются глинистыми и илистыми отложениями. Такой характер разреза позволяет предположить, что в первой половине четвертичного периода подъем земной коры на территории Екатеринбурга и его окрестностей происходил с относительно более высокими скоростями, чем во второй его половине.

Анализ пространственного расположения четвертичных аллювиальных отложений, их мощностей и состава с учетом морфологии дневной поверхности позволяет предположить, что под воздействием недавних (четвертичных) и современных тектонических процессов река Исеть меняла свое русло. В относительно недавнем по геологическим масштабам прошлом она могла протекать в южной и юго-западной частях города по Ширококореченской и Патрушихинской впадинам. Затем в результате продолжения подъема и увеличения угла наклона склона Уральского новейшего орогена она последовательно отступала к северо-востоку пока не заняла свое современное положение в Исетской новейшей денудационно-тектонической впадине.

Авариям на линиях подземных коммуникаций на территории Екатеринбурга предположительно могут способствовать современные подвижки блоков верхней части земной коры по зонам нарушения ее сплошности [4]. Согласно [5,6] в этих зонах отмечается высокоамплитудные знакопеременные циклические подвижки, внутриразломный мерцающий крип [7]. Материал земной коры в зонах нарушения ее сплошности находится в непрерывном движении, его состояние можно характеризовать как квазитиксотропное [5]. Современная подвижность верхней части земной коры территории Екатеринбурга может быть обусловлена воздействием на нее эндогенных (тектонических), экзогенных (лунно-солнечные приливы, вариации основных атмосферных параметров, обусловленных прохождением циклонов и атмосферных фронтов, магнитные бури) и техногенных (взрывы в карьерах в окрестностях города, вибрации от движения транспорта и работы промышленных установок) факторов. Можно видеть (рис.2), что аварийные участки, образуют цепочки и полосы субширотного, субмеридионального и диагонального направлений, предположительно отмечающие зоны нарушения сплошности и деформации верхней части земной коры, проявляющие активность на современном этапе. По ориентировке этих структур в плане можно оценить общий характер подвижек блоков верхней части земной коры по ним. Согласно [8,9,10] верхняя часть земной коры территории Екатеринбурга в новейшее время находится в условиях субширотного сжатия. В общих чертах наследуется направление сжатия и тектоническая ситуация палеозоя. Поэтому субширотные зоны нарушения сплошности согласно [8] представляют собой трещины отрыва (растяжения), субмеридиональные – зоны сжатия (проявлены преимущественно в виде сбросов и надвигов), а диагональные – зоны скола (зоны сдвигов). Наиболее крупные субширотные зоны протягиваются: а) вдоль ул. Малышева, Радищева, Энгельса, б) Большакова, Фурманова. Наиболее крупные субмеридиональные аварийные зоны приурочены к системам Западно – и Восточно-Свердловских разломов и протягиваются через жилые массивы «Вторчермет», «Центр», «Пионерский», «Уралмаш», «Эльмаш». Наиболее крупные диагональные аварийные зоны протягиваются вдоль Исетской новейшей денудационно тектонической впадины и вдоль впадины жилого массива «Юго-Западный», вдоль Олховской и Сортировской впадин, предположительно развившихся по зонам деформаций сдвигового характера. Относительно повышенная подвижность верхней части земной коры в пределах этих структур могла способствовать повреждению и разрушению жилых домов – на ул. Мусоргского, 6, в пер. Коллективном,6 в жилом массиве «Вторчермет» и на ул. Ирбитской в жилом массиве «Пионерский».

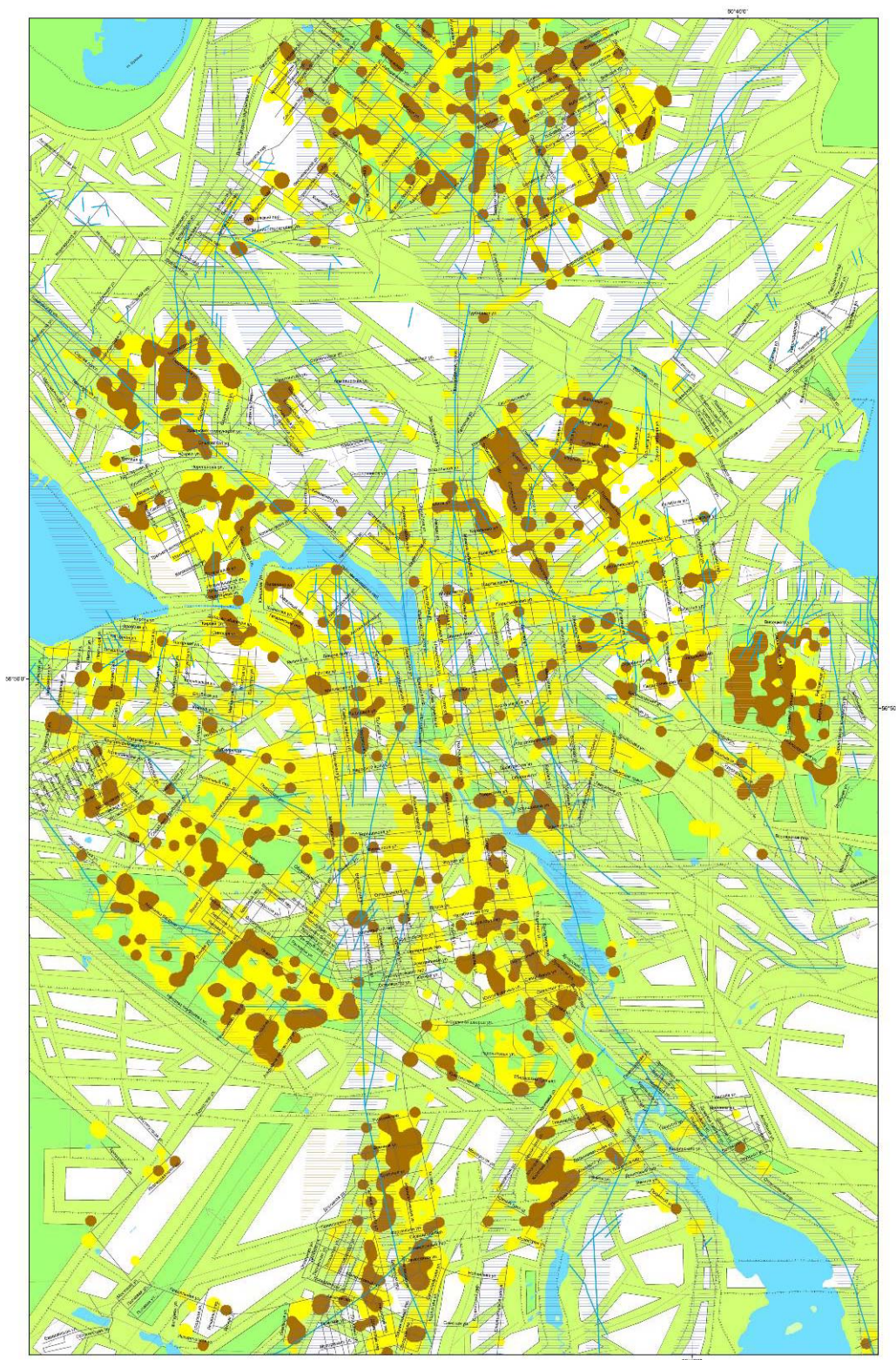


Рис. 2 Схема аварийных участков на линиях подземных коммуникаций на территории Екатеринбурга за период 1995–2005 гг. по данным МП «Водопровод». Составили: Гуляев А.Н., Лыхина Н.Б., Дёмина А.Ю., Косолапов А.А., 2006г.

Темным цветом выделены участки, где произошло более одной аварии. Желтым (фоновым) цветом выделены участки, где произошло по одной аварии. Тонкими линиями показаны оси предполагаемых зон нарушения сплошности верхней части земной коры, толстыми линиями показаны дайки гранит-аплитов.

Литература:

1. Геология СССР, том XII, часть 1, книга 2, М, Недра, 1969. 304 с.

2. Кузовков Г.Н., Двоглазов Д.А., Вагшаль Д.С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Среднеуральская. Лист О -41 – XXV, Свердловск, 1987, 170 страниц и графические приложения.
3. Буданов Н.Д. Гидрогеология Урала., М, Недра, 1964. 304 с.
4. Дёмина А.Ю., Гуляев А.Н., Дружинин В.С., Осипов В.Ю. Предполагаемые зоны повышенной подвижности верхней части земной коры на территории Екатеринбурга // Материалы XII международной конференции «Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения», Воронеж, 2006. С.177–180.
5. Сашурин А.Д., Боликов В.Е. Геодинамический фактор риска аварий и катастроф в комплексном освоении подземного пространства г. Екатеринбурга // Проектирование, строительство и эксплуатация комплексов подземных сооружений, Труды Международной конференции, Екатеринбург, 2004. С.90-93.
6. Боликов В.Е., Слепенков А.В. Обеспечение устойчивости подземных канализационных коллекторов // Проектирование, строительство и эксплуатация комплексов подземных сооружений, Труды Международной конференции, Екатеринбург, 2004. С.41- 44.
7. Несмеянов С.А. Введение в инженерную геотектонику, М, Научный мир, 2004. 214 с.
8. Зубков А.В. Геомеханика и геотехнология, Екатеринбург, 2001. 333 с.
9. Тагильцев С. Н. Основы гидрогеомеханики скальных массивов: Учебное пособие по дисциплине «Гидрогеомеханика» Екатеринбург: Изд. УГГГА, 2003, 88 с.
10. Болотнова Л.А., Гуляев А.Н. Геофизическая оценка состояния геологической среды Екатеринбурга / Горный журнал (известия высших учебных заведений), № 4, 2007. С. 127–134.

ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ НА МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ТИТАНОМАГНЕТИТОВ

Данукалов К.Н.

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

Титаномагнетит, то есть твердый раствор магнетита и ульвошпинели, является одним из наиболее распространенных природных ферромагнетиков, используемых при палеомагнитных исследованиях, и основным магнитным минералом изверженных горных пород. Титаномагнетиты возникают практически во всех изверженных породах на разных стадиях магматического процесса. Большая часть составов титаномагнетитов метастабильна в условиях поверхности Земли, и они, как правило, не могут существовать длительное время в горных породах в первичном состоянии. В ряде случаев время сохранности титаномагнетитов горных пород не может превышать 5-6 млн. лет, поэтому изучение их фазовых превращений дает возможность создания шкалы для определения возраста пород в указанном промежутке времени [1]. Наличие характерных ассоциаций минералов – продуктов фазовых изменений, позволяет оценивать состав первичного титаномагнетита в древних горных породах, открывая тем самым широкие перспективы при исследовании древнего вулканизма, эволюции магматических очагов, условий образования и существования изверженных пород и многих других вопросов. В то же время показано, что во многих случаях титаномагнетиты частично или полностью сохраняются в горных породах, возраст которых значительно превышает 6 млн. лет. Это позволяет использовать титаномагнетиты при решении множества задач палеомагнетизма и магнетизма горных пород. Таким образом, интерес геологов и геофизиков различных направлений к изучению физических свойств титаномагнетитов при разнообразных термодинамических условиях несомненен. Рядом авторов [1-4] описаны эксперименты по синтезу титаномагнетитов при высоких температурах, давлениях и различных окислительно-восстановительных условиях. Детально исследованы температурные преобразования титаномагнетитов [1, 4-8] и установлено, что основные изменения титаномагнетитов могут происходить в результате следующих процессов: распада твердого раствора титаномагнетита; многофазного окисления; однофазного окисления, приводящего к образованию катион-дефицитных титаномагнетитов. Вопрос же влияния давления на титаномагнетиты при комнатной температуре изучен недостаточно.

Цель настоящей работы – выявить изменения магнитных структурно-чувствительных характеристик различных титаномагнетитов при высоких квазисвободных давлениях, а также установить, как эти давления влияют на дальнейшие превращения титаномагнетитов.

В качестве объектов исследования были выбраны сильно измененные крупнокристаллические низкотитанистые ($T_c = 520-540^\circ\text{C}$) уральские титаномагнетиты из кварцевой жилы, отобранные на хребте Урал-Тау в районе Тирляна (Башкортостан) и несколько типов свежих океанических базальтов, извлеченных из скважин во время рейсов 65 и 69 судна «Гломар Челленджер» в районе Коста-Риканского рифта [9, 10]. Базальты содержат неизмененные высокотитанистые титаномагнетиты с очень низкими температурами Кюри ($T_c = 160-240^\circ\text{C}$) и значениями разрушающего поля. Ряд контрольных менее детальных опытов был проведен с другими уральскими титаномагнетитами и современными камчатскими лавами. Всего было изучено 15 различных штучек, по 1-5 образцов (в зависимости от детальности опыта) из каждого штучка.

Высокие квазигидростатические давления до 20 кбар создавались в двухслойной твердофазовой камере типа цилиндр-поршень диаметром 12 мм в присутствии лабораторного магнитного поля. Образцы выдерживались под давлением в течение 30 минут. Средой, передающей давление, являлся цемент «Силидонт». Тарировка камеры производилась по фазовому переходу в соли RbCl . Магнитные измерения были выполнены на стандартной и оригинальной магнитометрической аппаратуре: астатическом магнитометре МА-21, измерителе остаточной намагниченности ИОН-1, каппа-мостике KLY-2, рок-генераторе системы Дианова-Клокова с пределом измерений от 2×10^{-6} до 2×10^{-1}

Гс×см³ и термомагнитометре Jrs с вращением образца конструкции К.С. Буракова чувствительностью 1×10⁻⁵ Гс×см³/дел.

Разрушающее поле насыщения Hcr (то есть основной параметр, характеризующий магнитную жесткость) образцов океанических базальтов и уральского титаномагнетита увеличивается в 3 – 4 раза после нагружения до 20 кбар. Изменения Hcr и остаточной намагниченности насыщения Jrs при нагружении аналогичны и у всех остальных образцов, то есть наблюдается необратимое увеличение этих параметров с повышением давления, наиболее интенсивное до значений сжимающей нагрузки в 2-8 кбар для разных образцов. Различия могут наблюдаться в абсолютных величинах магнитных параметров и степени их возрастания, но тенденция к асимптотическому росту одинакова для всех образцов. Такое поведение магнитных характеристик в целом согласуется с литературными данными для материалов с положительной константой магнитострикции [11]. Оно обусловлено ростом магнитной жесткости минерала, вызванным увеличением плотности дислокаций и дефектности структуры (появилась микроблочность, произошла собирательная перекристаллизация гематитовых примесей, возможен даже частичный распад твердого раствора [12]) при высоких механических нагрузках. Как известно [11], коэрцитивная сила пропорциональна корню квадратному из объемной плотности дислокаций, так как дислокация обладает некоторым полем напряжений и представляет собой определенный энергетический барьер при движении доменной границы через нее. Под влиянием гидростатического давления дислокации могут образовываться необратимо и скапливаться кучками вокруг включений. Вследствие больших напряжений в ядре дислокации область ферромагнетика вблизи дислокации обладает высокой коэрцитивной силой и ведет себя как однодоменная частица. Такие скопления дислокаций могут задерживать движение доменных границ, затрудняя тем самым процессы перемагничивания и повышая магнитную жесткость ферромагнитного материала.

Магнитная восприимчивость α почти всех образцов, за исключением особо оговоренных случаев, при нагружении ведет себя следующим образом: сначала α возрастает (до 3-10 % для разных образцов), этот рост продолжается до значений давления 0,5-1,5 кбар, затем магнитная восприимчивость существенно уменьшается, причем в ряде случаев α при 20 кбар в 2,5 раза меньше исходной.

Образец	Jrs, Гс×см ³ /г		Hcr, э		α , усл.ед	
	До опыта	после опыта	до опыта	после опыта	до опыта	после опыта
№ 8, монокристалл титаномагнетита, хр. Урал-Тау р-н Тирляна из кварцевой жилы.	0,075	0,078	660	2140	128	166
№ 12- 3, массивный афировый базальт, рейс 65 судна «Гломар Челленджер», скв. 482 В.	0,108	0,206	60	236	2134	895
№ 20-1, порфириновый пиллоу-базальт, рейс 65 судна «Гломар Челленджер», скв. 483.	0,165	0,264	90	306	934	503

В таблице сравниваются величины магнитных характеристик образцов, выдержанных в течение 30 минут под давлением 20 кбар, с магнитными характеристиками исходных образцов. Причем выбраны только крайние случаи, то есть сильно измененный низкотитанистый титаномагнетит (обр. № 8) и два неизменных высокотитанистых титаномагнетита из свежих океанических базальтов (обр. №№ 12-3 и 20-1). Об образце № 8 следует сказать особо. Ранее проведенные детальные магнитометрические и

микроскопические исследования [12] показали, что он состоит из очень низкотитанистого титаномагнетита (почти магнетита) с сильной структурой распада магнетит-ильменит и с вкраплениями гематита. Данные по микронзондированию на микроанализаторе MS-46 позволяют утверждать, что пластинчатые выделения ильменита (под рудным микроскопом) из структуры распада гематит-ильменит представляют собой на самом деле гемоильменит, то есть в образце кроме титаномагнетита присутствуют еще два магнитных минерала, хотя и обладающие меньшим магнитным моментом, но зато более магнитомягкие и с отрицательной константой магнитострикции (что приводит к противоположным изменениям некоторых магнитных параметров при нагружении). Такой сложный состав образца № 8 и приводит, по-видимому, к нетипичным для титаномагнетита явлениям: рост α после воздействия давления, слишком большая исходная величина H_{cr} (660 э), слишком большое для такого сильно измененного титаномагнетита ее возрастание при нагружении (до 2140 э). Тем не менее, в целом таблица иллюстрирует сильное необратимое увеличение разрушающего поля насыщения и остаточной намагниченности насыщения, а также уменьшение магнитной восприимчивости свежих океанических базальтов с возрастанием давления на фоне более слабых изменений магнитных характеристик в низкотитанистых измененных титаномагнетитах (J_{rs} образца № 8; H_{cr} , J_{rs} и α других уральских образцов, литературные данные).

На графиках термомагнитного анализа J_{rs} образцов, приведенных в таблице, видно сильное отличие формы кривых $J_{rs}(T)$ первого и второго нагрева у образцов, выдержанных под давлением, практически не наблюдающееся у исходных образцов. Но если у титаномагнетита № 8 такое изменение формы кривой $J_{rs}(T)$ свидетельствует лишь об изменении структуры (разрушение под негидростатическим давлением, увеличение плотности дислокаций), температура же Кюри остается неизменной; то в случае свежих океанических базальтов четко устанавливается существенное увеличение температуры Кюри (до 525°C у обр. № 12-3 и до 400°C у обр. № 20-1) после первого нагрева у образцов, подвергшихся воздействию высокого давления, на фоне значительно более слабого возрастания T_c (до 450°C у обр. № 12-3 и до 350°C у обр. № 20-1) у ненагружавшихся образцов. Кроме того, у этих образцов ещё и относительная доля фазы с высокой температурой Кюри гораздо меньше, чем у образцов, выдержанных под давлением. Изменение температуры Кюри указывает на фазовые превращения, скорее всего высокотемпературное окисление, в титаномагнетитах. Абсолютные изменения остаточной намагниченности насыщения при этом составили: у титаномагнетита №8 отношение J_{rs} образца, выдержанного под давлением, к J_{rs} исходного образца, было равным 1.04, отношение J_{rs} , созданной после первого цикла нагрев-охлаждение, к начальной J_{rs} для исходного образца – 0.88 и такое же отношение для нагружавшегося образца – 1.73; у базальта № 12-3 эти отношения были 1.92, 0.96 и 1.37; а у базальта №20-1 – 1.60, 0.81 и 1.44 соответственно.

В заключение следует отметить, что высокое давление вызывает необратимые изменения магнитных структурно-чувствительных параметров изученных титаномагнетитов, что свидетельствует о структурных изменениях в них. Это облегчает дальнейшие фазовые превращения минералов, причем, чем меньше изменен исходный титаномагнетит, тем сильнее возрастает магнитная жесткость при воздействии высокого давления и тем легче вызываются последующие фазовые превращения в нем.

Автор выражает признательность к.ф.-м.н. Л.В. Тихонову (ИФЗ РАН) за любезное предоставление коллекции океанических базальтов.

Литература:

1. Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
2. Багина О.Л., Карпова О.В., Лифшиц Л.Д., Петрова Г.Н. Изменение природного титаномагнетита при высоких давлениях и температурах. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 2. С. 103-108.
3. Akimoto S., Katsura T., Yoshida M. Magnetic properties of $\text{Fe}_2\text{TiO}_4 - \text{Fe}_3\text{O}_4$ system and their change with oxidation. // J. Geomagn. and Geoelectr. 1957. V. 9, № 4. P. 165-178.
4. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1978. 592 с.
5. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
6. O'Reilly W., Banerjee S. Oxidation of titanomagnetite and self-reversal. // Nature. 1966. V. 211, № 5044. P. 26-28.
7. Ozima M., Larson E. Low- and high- temperature oxidation of titanomagnetite in relation to irreversible changes in the magnetic properties of Submarine basalts. // J. Geophys. Res. 1970. V. 75, № 5. P. 1002-1019.
8. Ozima M., Sakamoto N. Magnetic properties of synthetic cation deficient titanomagnetites. // J. Geophys. Res. 1971. V. 76, № 29. P. 7035-7046.
9. Pechersky D.M., Tikhonov L.V., Zolotarev B.P. Rock magnetism and paleomagnetism of basalts drilled during Deep Sea Drilling Projekt Leg 65. // Initial Reports of the DSDP. - Washington: U.S. Government Printing Office, 1983. V. 65. P. 717-726.
10. Pechersky D.M., Tikhonov L.V., Pertsev N.N. Magnetic properties of basalts, Deep Sea Drilling Project Legs 69 and 70. // Initial Reports of the DSDP. - Washington: U.S. Government Printing office, 1983. V. 69. P. 705-710.
11. Бабич В.К., Пирогов В.А. О природе изменения коэрцитивной силы при деформации отожженных углеродистых сталей. // Физика металлов и металловедение. 1969. Т. 28. С. 447-453.
12. Данукалов К.Н., Пшеничный Г.Н. Влияние квазивсесторонних давлений на магнитные характеристики минералов. // Тезисы докладов 2 Всесоюзного съезда «Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм». – Тбилиси: Изд-во Тбил. Ун-та, 1981. Ч. 1. С. 99.

УЧЕТ ВЛИЯНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ НЕОДНОРОДНО НАМАГНИЧЕННОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА НА РЕЗУЛЬТАТЫ АЭРОМАГНИТНОЙ СЪЕМКИ (НА ПРИМЕРЕ ЮНАРИНСКОЙ ПЛОЩАДИ)

Долгаль А.С.¹, Червоный Н.П.²

1 - Горный институт УрО РАН, Пермь

2 - ООО «Сибирьгеофизика», Лесосибирск

dolgal@mi-perm.ru

Результаты аэромагнитных измерений, выполненных в областях развития трапповых образований, содержат специфические искажения, обусловленные влиянием неоднородно намагниченного расчлененного рельефа земной поверхности. Эти искажения фиксируются визуально, в виде магнитных аномалий, имеющих ярко выраженную корреляцию с отдельными формами рельефа дневной поверхности (хребет, впадина и т.п.). Однако, в условиях южной части Сибирской платформы (в отличие от Норильского района) тесной взаимосвязи между высотами и амплитудой магнитного поля не отмечается.

Здесь нередко встречается «островное» развитие траппов среди практически немагнитных осадочных пород. Интрузии траппов не просто залегают на осадочных отложениях, а сложнейшим образом инъецируют их. Особенностью пород трапповой формации, слагающих верхнюю часть геологического разреза, является высокая изменчивость петромагнитных характеристик – в частности, естественная остаточная намагниченность этих образований может быть как прямой, так и обратной [1]. Все эти факторы влекут за собой весьма сложный характер магнитного поля, обусловленного верхней частью геологического разреза, затушевывающий эффекты от залегающих ниже объектов.

Для редуцирования наблюдаемого магнитного поля необходимо тем или иным образом сформировать петромагнитную модель верхней части разреза. Однако, ввиду слабой изученности и значительных размеров изучаемых площадей, привлечение априорной информации о физических свойствах траппов не дает желаемых результатов. Возможности традиционных методов определения эффективной намагниченности горных пород в естественном залегании, базирующихся на корреляции магнитного поля и рельефа [2,3], в данном случае также являются весьма ограниченными.

В докладе представлена методика учета влияния верхней части неоднородного по магнитным характеристикам геологического разреза, состоящая из нескольких перечисленных ниже этапов.

1. Пересчет наблюдаемого магнитного поля ΔT на горизонтальную плоскость, расположенную примерно на уровне максимальной отметки высот, при одновременном преобразовании его в модуль вертикальной составляющей ΔZ . Аномалии модуля вертикальной составляющей магнитного поля Земли ΔZ , который в отличие от напряженности ΔT является гармонической (потенциальной) функцией, независимы от широты наблюдений и азимута профиля. Экстремумы ΔZ всегда располагаются строго над эпицентрами магнитовозмущающих объектов. Пересчет осуществляется с использованием системы истокообразных функций, при этом используются сведения о направлении вектора нормального геомагнитного поля изучаемой территории T_0 . Устраняется влияние аномального вертикально градиента магнитного поля (т.н. «эффект разновысотности») и помех, нарушающих гармонический характер магнитного поля [4].

2. Вычисление поправок за влияние рельефа земной поверхности δZ_p путем решения прямой задачи магниторазведки от цифровой модели рельефа (ЦМР) при постоянной для всей площади вертикальной намагниченности J^* верхней части разреза (например $J^* = 1$ А/м). Поправки δZ_p представляют собой аномальный эффект от намагниченного слоя горных пород, ограниченного сверху дневной поверхностью, снизу – некоторой постоянной глубиной z_0 . Расчет поправок проводится с учетом высот съемочных полетов $H_{пол}$, полученных с помощью радиовысотомера. «Радиус» области учитываемого влияния рельефа D составляет

10-15 км. При построении ЦМР используются сетки высот GTOPO30 и SRTM, свободно распространяемые через Интернет.

3. Определение эффективной намагниченности $J_{эф}$ горных пород верхней части разреза путем сопоставления разномасштабных приближений исходного магнитного поля ΔZ и поправок за рельеф δZ_p . Инструментом для получения этих приближений является дискретный вейвлет-анализ, проводящийся с использованием алгоритма Малла (Mallat) и нестандартных базисных функций Хаара (Haar) [5,6]. Осуществляются разложение, а затем синтез и сопоставление сигналов на различных уровнях (масштабах). Совпадение в пространстве сингулярностей ΔZ и δZ_p предопределяет возможность «локального» определения величины $J_{эф} = J_{эф}(x, y)$ по соотношению амплитуд этих параметров, т.к. намагниченность в виде линейного множителя входит в каждый из них (рис. 1).

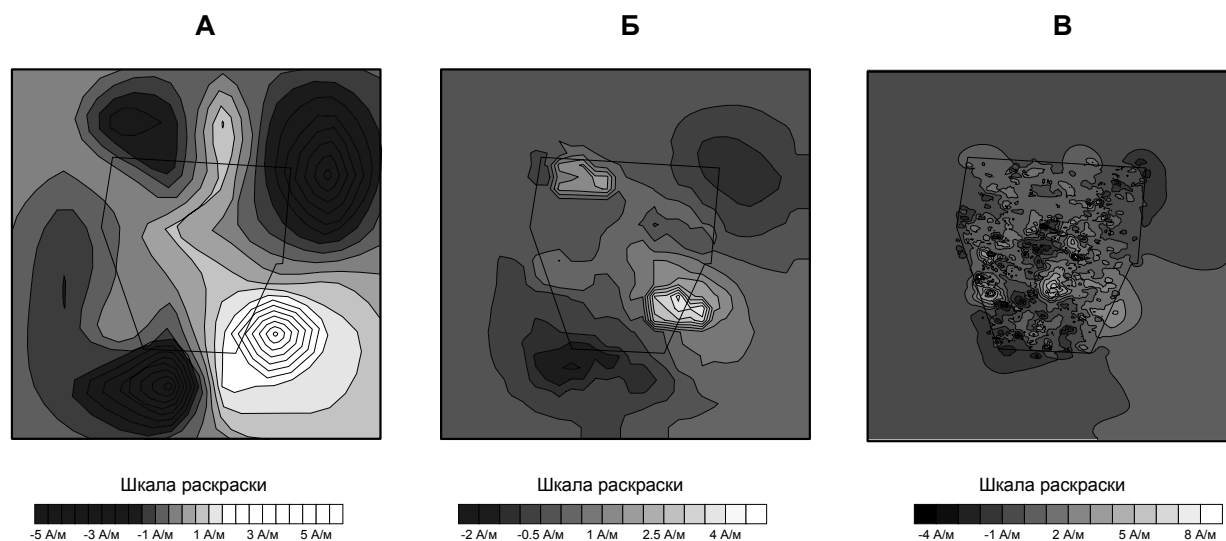


Рис. 1. Карты эффективной намагниченности слагающих рельеф горных пород, построенные с использованием вейвлет-анализа. Юнаринская площадь. Разномасштабные приближения $J_{эф}$: А – уровень 1 (сеть 36.5×36.5 км); Б – уровень 3 (сеть 8.25×8.25 км); В – уровень 6 (сеть 1×1 км).

Важную роль в процессе определения $J_{эф}$ играют пороговые значения вейвлет-коэффициентов, ниже которых соответствующие коэффициенты обнуляются (т.е. принимается отсутствие сингулярностей в данной подобласти). Пороговые значения могут быть либо фиксированными («жесткими») во всем пространстве ортонормированных функций, либо (что впервые предложено авторами) – могут быть «плавающими», т.е. определяться исходя из дисперсии самих коэффициентов отдельно для каждого уровня. Процесс вейвлет-преобразования выполняется очень быстро, поэтому после нескольких циклов расчета, можно выбрать некоторые пороговые значения коэффициентов (различные для исходного поля и поправок), обеспечивающие достаточную точность восстановления сигналов при исключении от 70% до 80-90% коэффициентов от их общего числа. «Малоамплитудные» коэффициенты отождествляются с помехами и полностью исключаются из процесса синтеза сигнала.

Некоторые сложности в работе алгоритма возникают при наличии в разрезе небольших по размерам, интенсивно намагниченных объектов (даек, жерловых структур и т.п.), что приводит к появлению «ураганных» значений $J_{эф}$ для включающих эти объекты блоков горных пород. Предлагается прием для подавления аномальных, с точки зрения петрофизики, оценок $J_{эф}$, базирующийся на том, что магнитное поле и намагниченность горных пород обладают логнормальным законом распределения [7]. Выполняется логарифмирование всех результативных значений эффективной намагниченности, которое приводит распределение к нормальному и вычисление математического ожидания M и дисперсии D для нового распределения. Отбраковка «ураганных» значений может

проводится по трем схемам: «сильной», «средней» и «слабой». Соответственно, «ураганные» значения $J_{эф}$ заменяются на граничные для интервалов $[M - \sqrt{D}, M + \sqrt{D}]$, $[M - 2\sqrt{D}, M + 2\sqrt{D}]$ и $[M - 3\sqrt{D}, M + 3\sqrt{D}]$.

4. Вычисление поправок за влияние рельефа при переменной по латерали эффективной намагниченности пород $J_{эф} = J_{эф}(x, y)$ и исключение их из исходного магнитного поля ΔZ , предварительно приведенного на горизонтальную плоскость. Можно провести определенную аналогию между анализом разностного магнитного поля и геологическим картированием при идеально плоском эрозионном срезе территории, вскрывающем изучаемые объекты.

Представленная методика реализована в виде компьютерной технологии, состоящей из пяти программ, написанных с использованием системы визуального объектно-ориентированного программирования Delphi 6.0 и предназначенных для работы в среде 32-разрядных операционных систем Windows 98/XP/NT/VISTA: TPPMAG (вычисление топопоправки δZ_p); APROX (аппроксимация магнитного поля истокообразными функциями и восстановление поля или его трансформант на произвольной поверхности); WAVEL (определение $J_{эф}$ верхней части разреза на основе вейвлет-преобразования); KORPOL (определение $J_{эф}$ верхней части разреза на основе статистического анализа ΔZ и δZ_p в скользящем окне); EXTR (экстраполяция магнитного поля ΔZ и восстановление его на заданной поверхности). Программы характеризуются высоким быстродействием и отсутствием практически ощутимых ограничений на объем обрабатываемой информации.

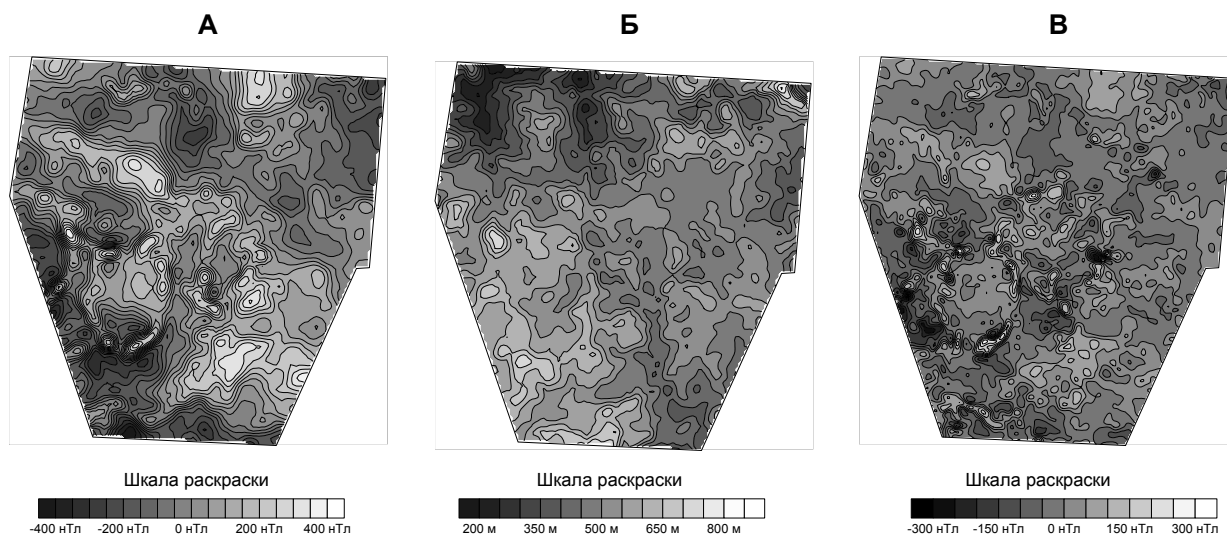


Рис. 2. Наблюдаемое магнитное поле ΔT (А), рельеф местности (Б) и магнитное поле ΔZ на уровне 900 м с введенными поправками за рельеф δZ_p (В). Юнаринская площадь.

Технология апробировалась при обработке результатов аэромагнитной съемки масштаба 1:100 000 (АМС-100), выполненной на Юнаринской площади размером 23000 км² с целью прогноза нефтегазоносных участков для проведения последующих сейсмических исследований. Площадь располагается в юго-западной части Сибирской платформы (Байкитский район Эвенкийского автономного округа). Получены достаточно интересные результаты (рис. 2) свидетельствующие о возможности применения представленного в докладе подхода к учету влияния пород трапповой формации на результаты АМС в близких физико-геологических условиях.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 07-05-96011.

Литература:

1. Методические рекомендации по крупномасштабным магнитным и гравиметрическим съемкам при поисках кимберлитовых тел в условиях развития траппов Западной Якутии. Новосибирск, изд. СНИИГГиМС, 1986. 120 с.
2. Магниторазведка: Справочник геофизика. / Под ред. Б.Е. Никитского, Ю.С. Глебовского. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра. 1990. 470 с.
3. Иванов В.К. Учет влияния рельефа при магниторазведке // Разведка и охрана недр. 1977. № 5. С. 42 - 47.
4. Долгаль А.С. Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок в горной местности. Абакан, ООО «Фирма-МАРТ», 2002 г. 188 с.
5. Дремин И.М., Иванов О.В., Нечитайло В.А. Вейвлеты и их использование.//Успехи физических наук. 2001. Том 171. № 3. С. 465-501.
6. Дьяконов В.П. Вейвлеты. От теории к практике.М: изд. СОЛОН_Р, 2002. 448 с.
7. Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю. Моделирование в разведочной геофизике. М.: Недра. 1987. 192 с.

НОВАЯ СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ОЦЕНКА НЕФТЕГАЗОПЕРСПЕКТИВНОСТИ С-З ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Дружинин В.С.¹, Колмогорова В.В.¹, Начапкин Н.И.¹, Осипов В.Ю.¹,
Брехунцов А.М.², Нестеров И.И. (мл.)², Плесовских И.А.²

1 – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

2 – ОАО “СибНАЦ”, Тюмень

druvs@r66.ru

Аннотация. В докладе рассмотрены результаты исследований по созданию объемной модели верхней части литосферы, на основе которой составлена новая тектоническая схема и дана оценка нефтегазоперспективности района с-з части Западно-Сибирской равнины.

Введение. Распределение полезных ископаемых в земной коре подчиняется особенностям строения земной коры и верхней мантии; протекающие в них процессы оказывают влияние на генерацию полезных компонент и формирование месторождений. Особое значение информация о глубинном строении имеет для поисково-разведочных работ в новых районах и на новых объектах. В связи со значительной глубиной изучения среды (до 50 км и более) приоритетными являются геофизические методы исследований. Важное значение при этом имеет надежность и достоверность геофизической информации о глубинном строении.

Именно в этом направлении проводились исследования по Приуральской части ЗСР.

Методика исследований заключалась в анализе и обобщении материалов на профилях ГСЗ, составлении сейсмогеологических разрезов в рамках методики глубинного геокартирования земной коры [1], построение по разработанной методике [2] плотностных 2D и 3D моделей верхней части литосферы (см. специальный доклад на этой конференции), на основе полученной информации о глубинном строении – составление объемной разломно-блоковой модели земной коры, новой схемы тектонического районирования, дополненной предполагаемыми зонами развития отложений промежуточного комплекса (рис.) и схемы перспектив нефтегазосности территории. Масштаб исследований 1:1000 000 – 1:500 000, территория с координатами 59°-72° в.д., 60°-67° с.ш.

Основные результаты. В таблице приведена характеристика вертикальной зональности верхней части литосферы с-з части Западно-Сибирской равнины.

№ п/п	Геологическое подразделение: сейсмогеологический этаж (СГЭ), мегакомплекс (МК)	Глубина залегания поверхности СГЭ, МК	Физические параметры		Примечание
			Скорость V _p , км/с	Плотность ρ, г/см ³	
1	<u>1 СГЭ:</u> – осадочный Mz-Kz чехол	Дневная поверхность	1,8-2,3	1,90-2,50	Включая и промежуточный комплекс (ПК)
	– доюрский МК в возрастном диапазоне от PR до T, поверхность раздела K ₀ , отражающий горизонт А	От 0,1 км на западе до 3,3 км на востоке и 4,5 км на с-в	4,8-6,4	2,60-2,90	
2	<u>2 СГЭ:</u> – древний кристаллический фундамент континентальной коры, поверхность раздела K ₀₁	От 3,0 км до 15,0 км	5,9-6,3	2,74-2,80	Может соответствовать первой границе обмена по данным МОВЗ
3	<u>3 СГЭ:</u>	От 2-4 км до	6,4-7,2	2,80-	Значительная вариация

	– нижняя кора (протокора), поверхность раздела К ₂	25 км		3,00	по мощности и физическим параметрам
4	Переходный МК в низах коры, поверхность раздела К-М	От 33 км до 42 км Мощность - От 3-5 км до 20 км	7,2-8,1	3,06-3,22	Изменение скорости V _p по вертикали
5	Верхи верхней мантии (ВМ), основной сейсмогеологический раздел М	От 35 км до 55 км	8,0-8,6	3,30-3,42	Высокие значения скорости (8,5 км и более) как правило соответствуют комплексам ВМ ограниченной мощности (не более 8-10 км)

Основные элементы нового тектонического районирования исследуемой территории (рис.1) следующие:

- В верхней части литосферы, включающей верхнюю часть земной коры, выделены мегазоны: Центрально—Уральская (Тагильский прогиб); Восточно-Уральская, включающая Восточно-Уральское поднятие и Шеркалинский (или его аналоги на севере) прогиб, и Западно-Сибирская мегазона, представленная двумя массивами, по-видимому, древнейшей стабилизации: Ханты-Мансийским и Надымским, разделенными субширотной Саранпаульско-Белоярской зоной дислокаций шириной не менее 50 км.
- Установлена восточная граница развития собственно уралид, которая одновременно является западной границей Западно-Сибирской мегазоны. Она четко прослежена на всех глубинных уровнях, в целом имеет субмеридиональное простираие в пределах 66°-68° в.д. с возможным изменением направления на субширотное севернее 67° с.ш.
- Севернее 67° с.ш. Центрально-Уральская мегазона имеет субширотное (с-в-восточное) направление, наблюдается сокращение Восточно-Уральской мегазоны. Тем самым подтверждается мнение ряда ученых о том, что Пай-Хой – Новоземельские структуры, расположенные в полярных широтах ранее относимые к Уральскому складчатому поясу, имеют самостоятельное развитие, по крайней мере, в герцинское и ранне-киммерийское время.
- Установлено сочленение трех глубинных структур в секторе 64°-68° с.ш., что нуждается в геодинамической интерпретации. Это обстоятельство может иметь большое значение при оценке перспективности Приполярного и Полярного Урала и соседних с ним территорий на различные полезные ископаемые.
- Основные мегазоны и их составляющие разделены пограничными структурами, возможно глубинными разломами, которые прослеживаются на различных уровнях в земной коре и в верхней части мантии и имеют субвертикальное, западное или восточное падение. Причем характер падения может меняться в разных широтных зонах в пределах одной структуры.
- Установлена поперечная по отношению к выделенным структурам широтная зональность, представленная тремя крупными сегментами – Ивдельско-Ханты-Мансийским (в основном, до широты 64° с.ш), Приполярным (64°-67° с.ш.) и наметившимся Полярным сектором. Преобладают субширотные дислокации, которые осложнены в южном секторе Усть-Мансийско-Перегибной зоной глубинных разломов с-в-восточного направления и Салехардской серией разломов того же направления по границе Приполярного сектора. Намечается еще одна поперечная субширотная структура в интервале 60°30' -61°30' как возможно южное ограничение Ивдельско-Ханты-Мансийского сегмента.

- Ляпинский мегапрогиб (ЛМП), выделенный по отражающему горизонту А, сопровождается в восточной части Тагильского прогиба впадиной по поверхности геосинклинального комплекса (О-S) глубиной до 6.0-6.5 км. Поэтому целесообразно ЛМП рассматривать шире, как Ляпинскую отрицательную структуру верхней части земной коры. Северная часть ЛМП сложена следующими комплексами: отложениями Mz-Kz мощностью до 1.4-1.8 км; отложениями промежуточного комплекса, представленного терригенными, терригенно-карбонатными породами и молодыми вулканитами кислого и основного состава Т-Ј возраста суммарной мощностью до 1.5-2.5 км; осадочно-вулканогенными отложениями и вулканитами D-C мощностью до 2.5-3.0 км. Поверхность древнего кристаллического фундамента K₀₁ расположена на глубине 10-12 км.
- Строение и состав заполняющих ЛМП отложений, за исключением локальной впадины на широте 65° с.ш., существенно зависит от его положения в зоне Серовско-Маукского глубинного разлома, с чем связана значительная тектоническая нарушенность и широкое развитие интрузивных тел, часть из которых, возможно, проявилась и в меловое время. Изменение строения Ляпинского мегапрогиба по его строению также обязано тектоническому фактору и положению его относительно соседнего с востока поднятия. В северной части ЛМП значительное влияние на его строение оказывают интрузивные тела, представленные измененными ультрабазитами, приуроченными к относительно полого падающим на восток глубинным разломам.

Важным моментом проведения работ является составление схематической карты перспектив нефтегазоносности исследуемой территории масштаба М 1:1000000 с учетом установленных особенностей глубинного строения, глубинных критериев нефтегазоносности и местоположения известных месторождений УВ. Оценка перспективности сделана относительно объектов в низах осадочного чехла, дезинтегрированной части доюрских комплексов (коры физико-механического и химического выветривания) и верхних горизонтов ПК и заключается в следующем.

- В соответствии с развитием промежуточных комплексов выделено три перспективные области – Ляпинская, Шеркалинско-Белоярская и Ханты-Мансийско-Надымская, которая состоит из 2-х зон. В пределах указанных областей выделены перспективные площади (участки), классифицированные по степени перспективности (высокой, средней и незначительной). Ляпинская область, включая ЛМП и изолированные участки его северного продолжения, в отличие от устоявшегося мнения, не имеет высоких перспектив. Перспективные площади (участки) могут быть здесь приурочены к восточной части прогиба на границе его с соседним поднятием, сложенным, преимущественно, гранито-гнейсами, гнейсо-амфиболитами. При этом более перспективна северная часть прогиба (севернее 63° с.ш.).
- Высокую перспективность имеют дезинтегрированная часть коренных пород и верхние горизонты промежуточных комплексов в пределах известных месторождений УВ в Шеркалинской области и ХМ блоке. Особого внимания заслуживает перспективная площадь в Надымской области. Являясь возможным продолжением Южно-Ямальной области на юг, она представляет собой самостоятельную структуру, отделенную зоной субширотных дислокаций с-в-в направления. Перспективными могут быть объекты, начиная от клиноформ неокома до известняков D-C включительно. Можно надеяться, что по мере дальнейших исследований здесь будет открыт новый Надымский нефтегазовый район.

В пределах перспективных площадей предварительно намечены участки для проведения детальных геофизических работ и поисково-параметрического бурения с глубиной скважин до 3.5-5.0 км. Данная схема, составленная, в основном, по результатам исследований глубинного строения, подлежит в будущем корректировке и уточнению с привлечением конкретной информации по верхней части разреза.

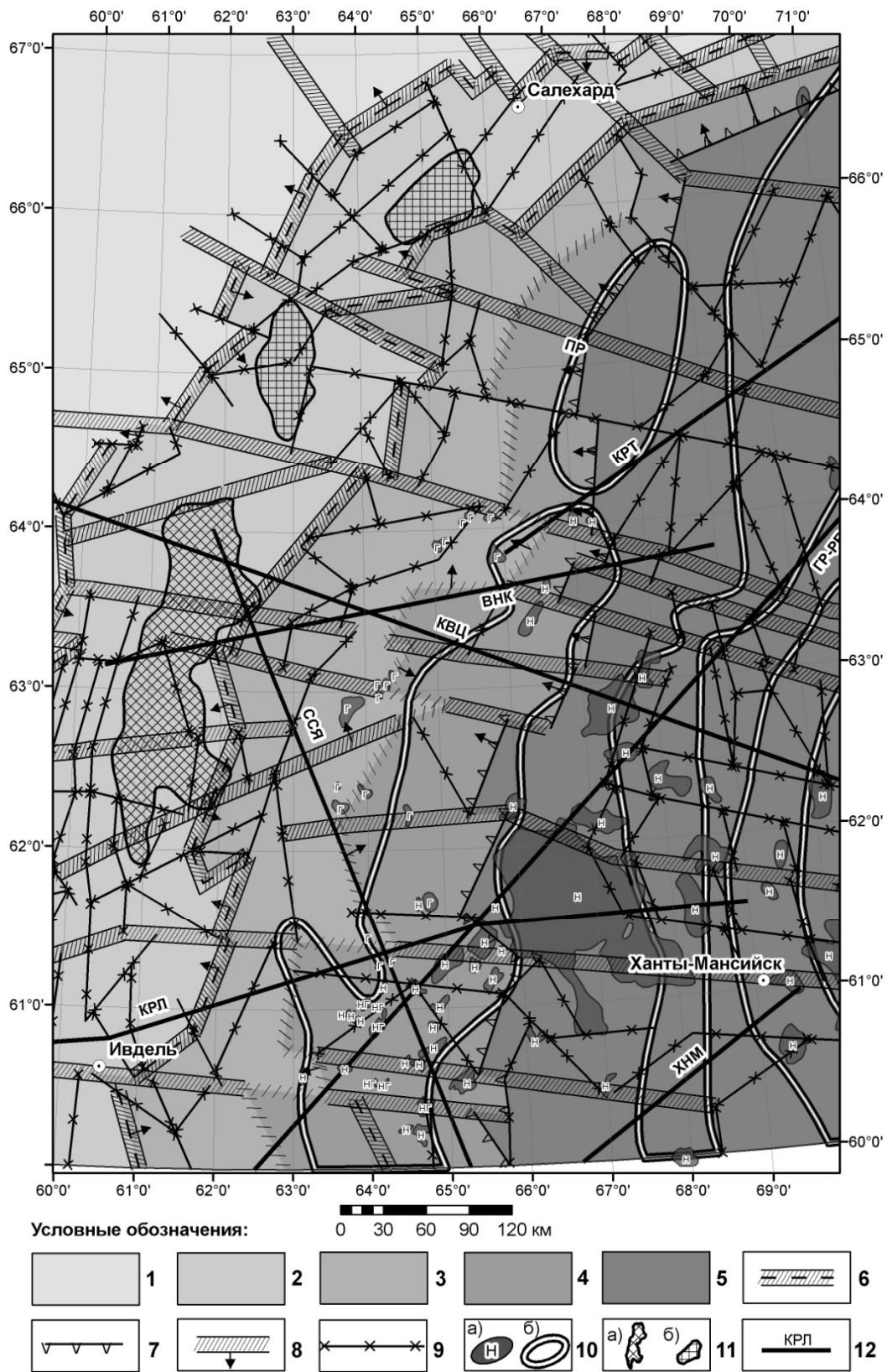


Рис. 1. Структурно-тектоническая карта строения доюрского основания (ДЮО) северо-западной части Западно-Сибирской равнины на основе глубинного строения

Условные обозначения: Контуры основных глубинных структур (мегазон и их составляющие): 1 – Структура Западного Урала и Тимано-Печорской плиты; 2 – Центрально-Уральская мегазона (ЦУМЗ); Восточно-Уральская мегазона (ВУМЗ); 3 – Восточно-Уральское поднятие (ВУМЗ-1), 4 – Шеркалинский прогиб (ВУМЗ-2); 5 – Западно-Сибирская мегазона (ЗСМЗ); 6,7 – Пограничные структуры, вероятно зона глубинных разломов, ограничивающие основные глубинные структуры Урала (6) и восточная граница Урала (7); 8 – Основные субширотные дислокации, 9 – глубинные разломы в пределах мегазон и сегментов. Стрелки указывают направление падения; 10 – Месторождения УВ (а), Предполагаемые зоны развития отложений промежуточного комплекса (б); 11 – Контуры Ляпинского МП по отражающему горизонту А; 12 – Профили региональных сейсмических исследований ГСЗ.

Заключение. Приведенные в докладе данные свидетельствуют о значительной роли информации о глубинном строении в решении региональных задач, связанных с тектоническим районированием, изучением строения доюрского основания и оценкой нефтегазоперспективности, особенно в новых районах и для новых потенциально перспективных объектов. Необходимо продолжение этих исследований, включая полевые работы по современным технологиям с целью создания **надежной модели** глубинного строения Западно-Сибирской нефтегазовой провинции, в первую очередь для ее северо-западного сегмента. Это работы по глубинному ОГТ с длиной записи до 18-24 с и удлиненной базой приема (20 км). В первую очередь такие наблюдения необходимо поставить на геотраверсе ГСЗ Кратон и западном его продолжении, профиль ГСЗ Верхне-Нильдино–Казым, а также провести исследования по глубинному ОГТ и МОВЗ (пассивный вариант сейсмометрии) на субмеридиональном профиле Салехард–Ханты-Мансийск и вдоль трассы Урал Промышленный–Урал Полярный. Подобные исследования необходимо проводить для горной и западной части Северного, Приполярного и Полярного Урала с последующим охватом всего Уральского региона с конечной целью создания современной цифровой геофизической модели верхней части литосферы. Создание такой основы дает новый толчок к решению тектонических, геодинамических, сейсмологических и минерагенических проблем Урала и сопредельных с ним территорий.

Литература:

1. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Начапкин Н.И., Бахвалов А.И. Использование результатов геофизических исследований на региональных профилях для глубинного геокартирования. Разведка и охрана недр №2, 2000. с. 2-6.
2. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Начапкин Н.И., Бахвалов А.Н. Разработка методики объемного моделирования верхней части литосферы Урала // Уральский геофизический вестник, 2000, с. 56-60.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ПЛОТНОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ ПО ПРОФИЛЯМ ГСЗ

Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Осипов В.Ю.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Nachapkin@mail.ru

Создание комплексной объемной геолого-геофизической модели глубинного строения земной коры и верхней мантии является одним из основных направлений в науках о Земле. Такие модели позволяют делать обоснованные выводы о вещественном составе, условиях образования и тектонического развития геологических структур. Основу геолого-геофизической модели составляет плотностная модель, так как плотность породы наиболее тесно связана с ее вещественным составом. Для построения плотностных моделей используется метод гравитационного моделирования.

Несмотря на то, что гравитационное моделирование стало применяться с 1970-х гг., до настоящего времени не сложилось единого подхода к проведению таких исследований. Различия существуют как в методике, так и технике вычислений. Основной методической особенностью гравитационного моделирования является расчет поля от всей изучаемой геосреды. Для этого необходимо иметь представление о ее строении и свойствах, о распределении плотности относительно некоторого среднего значения. Так как эти данные всегда известны приближенно, поэтому расчеты ведутся с учетом совокупности установленных с той или иной степенью точности фактических материалов и более или менее обоснованных предположений. Таким образом, успешное решение задачи зависит в первую очередь от квалификации исследователя, его опыта и интуиции.

Известно, что решение обратных задач гравиметрии неединственно. Формальное количественное совпадение наблюдаемого и расчетного полей является необходимым, но не достаточным условием для получения достоверного решения, оно лишь показывает, что получено еще одно решение из множества эквивалентных решений. Критерием достоверности решения является наилучшее соответствие параметров рассчитанной модели геолого-геофизическим данным о свойствах и структуре изучаемой среды.

Методика и технология построения плотностных моделей основана на использовании сейсмических данных по профилям ГСЗ (распределение скорости упругих волн в земной коре, глубина залегания поверхности М). Предполагается градиентно-слоистое изменение плотности с глубиной и однородность верхней мантии [1]. Нет единого мнения о глубине, до которой строится плотностная модель, а также о плотности, относительно которой выполняется гравитационное моделирование. Граница М часто принимается за поверхность изостатического выравнивания. Параметризация модели выполняется с учетом общей корреляционной зависимости плотности пород от скорости продольных упругих волн $\rho = f(V_p)$. Использование общей корреляционной зависимости $\rho = f(V_p)$ для всех пород земной коры может привести к ошибкам, так как она определяется комплексом параметров: литостатическим давлением, температурой, минералогическим составом пород, степенью метаморфизма и т.д. поэтому при моделировании часто встречаются отклонения от общей корреляционной зависимости.

Градиентно-слоистая плотностная модель является первым приближением к реальному строению земной коры, она является слишком обобщенной и не позволяет решать многие задачи определения особенностей строения и вещественного состава объектов. Так в слое определяется интегральное значение скорости, соответственно – плотности, что не позволяет детализировать плотностной разрез по латерали. Следует отметить, что по данным ГСЗ скоростные параметры верхней части коры определяются с достаточной детальностью и достоверностью только до глубины 20-30 км. Осложняющим фактором является неоднозначность определения положения подошвы земной коры при наличии переходного мегакомплекса (К-М). Таким образом, отмеченные выше недостатки градиентно-слоистой плотностной модели могут привести при изучении сложно-построенных геологических

структур, как например Урал, к значительным ошибкам и неправильным представлениям о среде.

С целью уменьшения неоднозначности решения задачи построения плотностной модели по профилям ГСЗ предлагается следующая методика.

1. Плотностная модель строится в рамках разломно-блоковой модели, наиболее адекватной геологической среде. Согласно этой модели верхняя часть литосферы состоит из блоков горных породы различных размеров, подчиняющихся иерархической последовательности. Блоки, образующие систему, разделены разломами [2].

2. Используется методика глубинного геокартирования геологической среды, согласно которой основными элементами строения континентальной коры являются сейсмогеологические этажи (СГЭ), различающиеся по структурно-тектоническим особенностям, физическим параметрам и геодинамике [3]. Этажи разделены поверхностями раздела, две из которых являются реперными. Первая поверхность соответствует поверхности нижнеархейского гранито-гнейсового фундамента (K_{01}). Вторым региональным репером является сейсмогеологический раздел М между нижней корой и верхней мантией.

3. Плотностная модель строится до глубины 80 км. В пользу выбора этого глубинного уровня свидетельствуют следующие фактические данные:

- в пределах Урала рельеф сейсмологического раздела М изменяется от 35 до 60 км. По сейсмическим и сейсмологическим данным установлено, что верхняя мантия неоднородна, поэтому уровень изостатической компенсации должен находиться на глубине > 60 км;
- по данным ГСЗ в Уральском регионе отмечаются две границы на глубине 60 и 100 км [4];
- Павленкова Г.А. для Центрально-Уральской и Восточно-Уральской мегазон выделила границу на глубине 80 км [5];
- для Урала и Западной Сибири на глубинном уровне ≈ 100 км наблюдается существенная смена распределения скоростей по сравнению с уровнем 60 км [6];
- аналогичная картина расслоенности верхней мантии с наличием зоны пониженных значений скорости в интервале 70-100 км наблюдается и по другим регионам [7];
- по сейсмологическим данным на глубине 70 км выделяется граница, разделяющая мелкофокусные землетрясения и землетрясения, гипоцентр которых располагается на глубине от 70 до 300 км [8]. Как считают авторы, уровень 70 км представляет собой нижнюю границу гидросферы;
- согласно представлениям геологов разломы в литосфере могут достигать глубины 80-100 км и, следовательно, блоковая делимость геосреды прослеживается до такого же уровня [9].

Таким образом, выбор глубинного уровня 80 км согласуется с имеющимися сейсмическими и сейсмогеологическими данными. Это подошва жесткой, существенно неоднородной части литосферы.

4. Использование модельных представлений об изучаемой среде при большой роли неформализованного анализа геолого-геофизической априорной информации, предопределяющей выбор модели первого приближения, в рамках которого и ведутся все дальнейшие исследования.

5. Предполагается, что в масштабе исследований, при длине профилей ГСЗ до 600 км, ниже уровня 80 км верхняя мантия однородна и аномальное поле Δg формируется только плотностными неоднородностями, расположенными выше этого уровня. Существует много способов исключения из аномалий регионального поля, но все они не корректны и приводят к возникновению фиктивных источников. Предложенная методика не нуждается в разделении поля на региональную и локальную составляющую, так как вычисляется эффект от всей геологической среды.

6. По данным ГСЗ строятся сейсмо-геологические и скоростные разрезы, градиентно-слоистые скоростные и плотностные модели земной коры до глубины 20-30 км;

7. Построение стартовой плотностной разломно-блоковой модели осуществляется с использованием сейсмо-геологических и скоростных разрезов, градиентно-слоистых скоростных и плотностных моделей, корреляционных зависимостей $\rho = f(V_p)$ для разных сейсмо-геологических этажей. В модель может вводиться любая новая информация о

неоднородностях в пределах земной коры и верхней мантии, включая зоны инверсии. Размеры однородных блоков увеличиваются с глубиной: горизонтальная мощность блока должна быть соизмерима или больше глубины залегания его кровли. Форма блоков – многоугольник произвольной формы. Вычисляется средне-взвешенное по всем блокам стартовой модели значение плотности, относительно которой проводится гравитационное моделирование.

8. Используется вся возможная дополнительная информация геологического, геофизического и петрологического характера, выраженная в виде ограничений на параметры модели, что существенно сужает класс эквивалентных решений обратной задачи гравиметрии.

9. В стартовой плотностной модели жестко закрепляются параметры осадочного слоя, детально изученного геофизическими и геологическими методами, а также верхней мантии. К верхней мантии относятся породы с $V_p > 8.0-8.2$ км/с и плотностью $\sigma > 3.30$ г/см³. Вклады осадочного слоя и верхней мантии вычитаются из наблюдаемого гравитационного поля.

10. Для устранения краевых эффектов горизонтальные размеры блоков на концах профиля увеличиваются на 500 км.

11. Территория Урала, особенно Среднего и Южного, покрыта сетью профилей ГСЗ, что позволяет создавать объемные разломно-блоковые плотностные модели. Основой для создания таких моделей служат построенные плотностные разрезы по профилям ГСЗ, карты поверхности кристаллического фундамента и сейсмологического раздела М, схемы плотности осадков и пород верхней части кристаллического фундамента, карты тектоники и районирования исследуемой территории, гравитационное поле в редукции Буге.

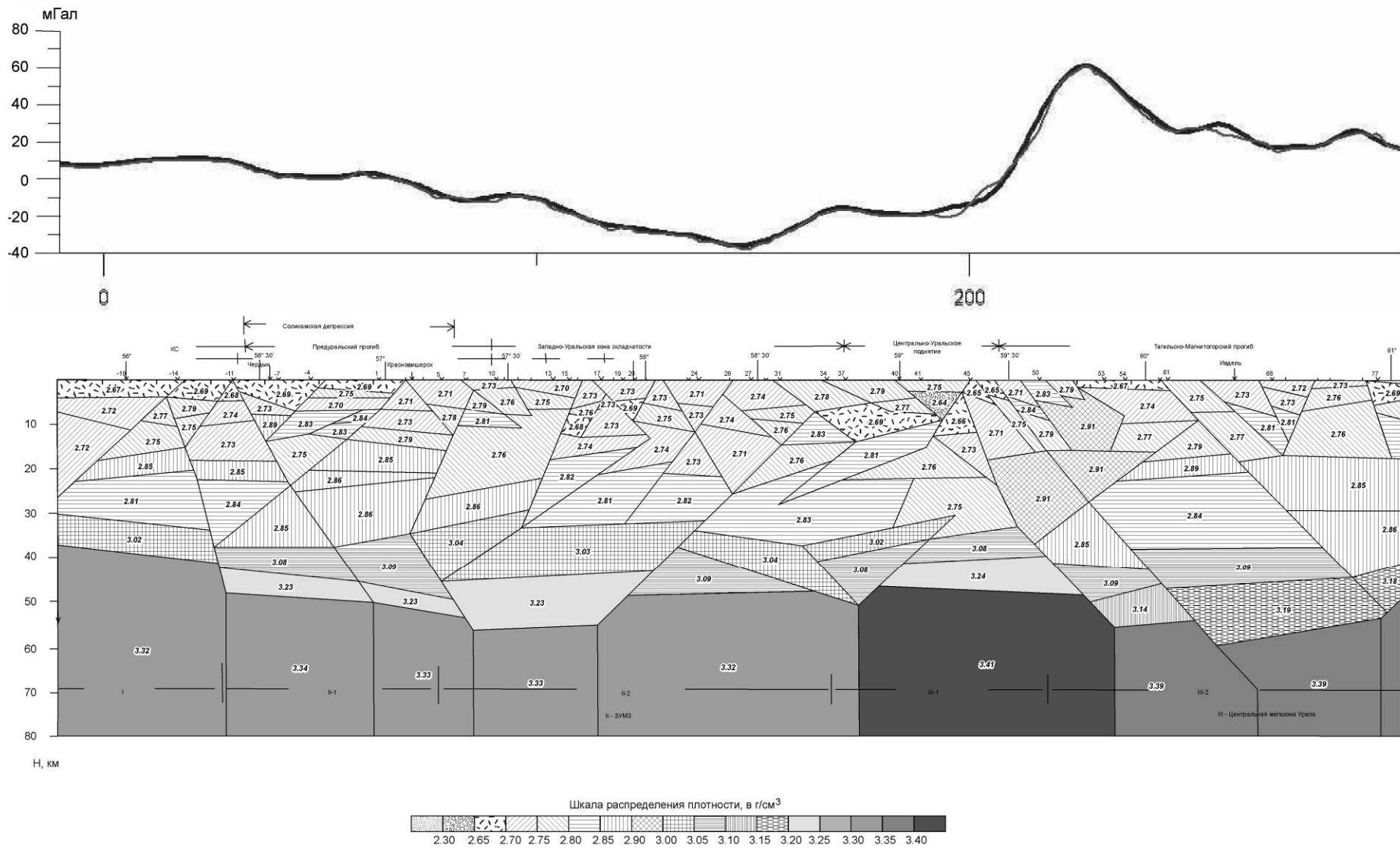
12. Стартовая плотностная 3-D модели строится до глубины 80 км. В районах, территория которых недостаточно освещена сейсмическими данными, контуры приповерхностных блоков стартовой модели определяются с учетом регионального районирования по гравитационному и магнитному полям и морфологии геологических тел. Гравитационное моделирование проводится относительно среднего значения плотности для всех профилей ГСЗ, расположенных на исследуемой площади.

13. Моделирование всей геосреды изучаемого района с учетом глубинных неоднородностей смежных территорий позволяет устранить краевые эффекты. Для этого размеры территории 3-D моделирования увеличиваются во всех направлениях на 500 км.

14. Гравитационное 2D и 3D-моделирование проводится по сети 5x5 км с использованием математического обеспечения, разработанного в Институте геофизики УрО РАН, и геоинформационных пакетов «Arc View», «Arc Gis», «Geo Drow». Программы составлены в оболочке Delphi, имеют удобный интерфейс и позволяют достаточно быстро проводить подбор наблюдаемого гравитационного поля, как в ручном, так и в автоматическом варианте, когда известные параметры части блоков (размеры, плотность) жестко закрепляются, а диапазон изменения параметров другой части блоков устанавливается в наиболее вероятных пределах.

Методика построения разломно-блоковых плотностных 2D и 3D-моделей была опробована при составлении объемных геолого-геофизических моделей района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4, Среднего Урала [1], западного склона Урала (Шалинско-Михайловская площадь) и восточных зон, включающих Чернореченскую и Ереминскую (Пельмскую) площади, в связи с оценкой нефтегазоносности доюрских комплексов в Приуральской части Западно-Сибирской плиты.

В качестве примера приводится плотностная модель верхней части литосферы по Красноуральскому профилю ГСЗ, который располагается в крупных нефтегазоносных провинциях и пересекает крупные структурно-формационные зоны: Камский свод Восточно-Европейской платформы, Соликамскую впадину Предуральского прогиба, Западно-Уральскую зону линейной складчатости, Центрально-Уральское поднятие, большую часть Тагило-Магнитогорского прогиба. Модель состоит из 5 структурных этажей: осадки, подошва



Разломно-блоковая плотностная модель верхней части литосферы до глубины 80 км по Красноленинскому профилю ГСЗ.
Кривая наблюдаемого поля отмечена тонкой линией, расчетного – жирной.

осадков – граница K_{01} , подошва коромантийной смеси – граница Мохо, граница Мохо – 80 км.

ВЫВОДЫ

Разломно-блоковые 2D и 3D-плотностные модели, построенные по предложенной методике, сужают область эквивалентных решений обратной задачи гравиразведки. В целом они удовлетворяют сейсмическим, гравитационным и геологическим данным и дают новую информацию о распределении плотности, соответственно, в разрезе и объеме. Среднее значение плотности верхних сейсмогеологических этажей соответствует интегральному значению скорости градиентно-слоистой модели. В моделях естественным образом появляются промежуточные комплексы между сейсмогеологическими этажами. Так между нижней корой и сейсмологическим разделом М получен промежуточный слой (коромантийная смесь) мощностью до 10 км с плотностью 3.20-3.24 г/см³. При моделировании не надо приравнивать уровни наблюдаемого и расчетного полей, наблюдаемое поле подбирается естественным способом. Выбор одной и той же плотности, относительно которой ведется гравитационное моделирование, позволяет проводить сравнение глубинного строения разных регионов.

Выявленные при моделировании структурные и плотностные особенности позволяют прогнозировать вещественный состав верхней части земной коры, оценивать перспективность территории на поиски месторождений углеводородов и твердых полезных ископаемых.

Пути дальнейшего развития методики: при длине профилей ГСЗ > 600 км необходимо учитывать сферичность Земли и неоднородность верхней мантии до глубины следующего уровня изостатического выравнивания (200-300 км); при наличии необходимых сейсмических данных желательно разделять консолидированную кристаллическую кору на верхнюю и нижнюю части; предусмотреть изменение плотности в блоках с глубиной; автоматизировать процесс регионального районирования по магнитному и гравитационному полям при построении стартовой 3D-модели.

Литература:

1. Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев, Наукова Думка, 1989, 248 с.
2. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Дискретные иерархические модели геофизической среды. Сб. статей. Комплексные исследования по физике Земли. М.: Наука, 1989. С. 9-26.
3. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Начапкин Н.И., Бахвалов А.Н. Использование результатов геофизических исследований на региональных профилях для глубинного геокартирования // Разведка и охрана недр, № 2, 2000. С. 2-6.
4. Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Сивкова Л.В., Халевин Н.И. Глубинные сейсмические исследования верхней мантии Среднего Урала // Сб. Сейсмические исследования земной коры и рудоперспективных структур Урала. Свердловск. УрО РАН. 1980. С. 18-27.
5. Павленкова Г.А. Новые данные о структуре земной коры и верхов мантии по профилю «Кварц» // Разведка и охрана недр, № 2, 2000. С. 11-15.
6. Павленкова Г.А., Павленкова Н.И. Трехмерная скоростная модель верхней мантии северной Евразии по сейсмическим данным // Материалы Шестых чтений им. В.В. Федынского, М.: 2004. С. 211-219.
7. Егоркин А.В. и др. Строение коры и мантии вдоль профиля п-ов Ямал-Кяхта (Рифт-1) // Разведка и охрана недр, № 2, 2003. С. 10-15.
8. Левин Б.В., Родкин М.В., Сасорова Е.В. О возможной природе сейсмической границы на глубине 70 км // ДАН, 2007, т. 414, № 1. С. 101-104.
9. Пушаровский Ю.М. 13 сб. Фундаментальные проблемы общей тектоники // М.: Научный мир, 2001. С. 1-15.

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ СКВАЖИННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО И АКУСТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ МАССИВА ПОРОД ПРИ ОЦЕНКЕ ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ

Дьяконов Б.П.¹., Троянов А.К.²., Астраханцев Ю.Г.²,
Начапкин Н.И.², Кусонский О.А.²

1 – ВНИИ ГЕО систем, Москва

2-Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Nachapkin@mail.ru

Разработана методика комплексирования информативных параметров акустического и электромагнитного излучения, отражающих современную динамику геологической среды. Данная методика позволяет классифицировать зоны тектонической нарушенности на динамически пассивные и активные, причем обнаружение последних возможно в околоскважинном пространстве. Кроме того, возможна классификация подсеченных скважиной нарушенных зон по их тектонической природе. В ходе разработки комплексной методики были определены требования к условиям измерений, оптимизированы продолжительность и шаг дискретных измерений, проведены исследования по контролю временных вариаций амплитуд регистрируемых при каротаже сигналов, выбраны информативные параметры сигналов, предложена методика обработки данных и интерпретации получаемой по акустическому и электромагнитному каналам информации.

Для использования эффекта электромагнитного излучения (ЭМИ) в скважинах существовали определенные физические предпосылки. В физике давно известно, что при деформации или разрушении многих твердых тел возникают электрические разряды, генерируется ЭМИ, наблюдается эмиссия электронов, световые и другие эффекты. В последующем ЭМИ регистрировали на образцах минералов и горных пород при механических, тепловых и других воздействиях. Особое значение имели результаты контролируемых исследований ЭМИ в натуральных условиях, подтвердившие существование излучения пород в радиодиапазоне даже в тектонически стабильных областях [1]. Значительный объем исследований ЭМИ был выполнен с целью прогнозирования горных ударов, землетрясений и других геодинамических явлений. Принципиальным продвижением в выяснении природы ЭМИ было обнаружение корреляционных связей ЭМИ с геоакустической эмиссией пород (ГАЭ) в естественном залегании на различных глубинах [2,3]. В дальнейшем удалось установить, что как ГАЭ, так и ЭМИ большей частью приурочены к зонам повышенной трещиноватости, т.е. к структурам, где наиболее активно идут деформационные процессы [4,5]. Так коротко можно обозначить основные этапы изучения электромагнитной активности геологических структур. Если обратиться к содержательной части проведенных исследований, то окажется, что вопрос о ведущих механизмах генерации ЭМИ в различных геодинамических обстановках остается наиболее актуальным. Заметный вклад в решение этого вопроса внес цикл одновременных исследований ЭМИ и ГАЭ по разрезам, вскрытым глубокими скважинами [6,7], что дало возможность сузить круг наиболее вероятных моделей генераций ЭМИ в горных массивах.

Как показали многочисленные лабораторные эксперименты, деформация, трение, новые трещины в образцах горных пород сопровождаются ЭМИ. Оно генерируется при быстрой релаксации электрических зарядов на поверхности раздела. Плотность зарядов на них по имеющимся оценкам, варьируется в широких пределах от 10^{-10} до 10^{-2} кл/м². Временные характеристики электромагнитных сигналов также охватывают большой диапазон. Например, при расколе образца магнитная компонента ЭМИ имеет гармоники с периодом около 50 мкс, на которую накладываются более высокочастотные (~ 5 мкс). Размеры участков, между которыми происходят высокочастотные разряды, оцениваются величиной 10^{-10} см при плотности поверхностного заряда 10^{-2} кл/м² [8]. По поверхности трещин эти заряды распределены в виде знакопеременной мозаики. С вершиной трещин перемещается локальный заряд величиной 10^{-7} кл. Деформация многих породообразующих минералов, включая такие распространенные как полевые шпаты, также сопровождаются

появлением электрических зарядов за счет движение заряженных дислокаций (Эффект Степанова). Плотность заряда составляет примерно $10^{-5}-10^{-9}$ кл/м². Источником разделения и релаксации зарядов могут быть электрокинетические явления.

Из многообразия механизмов возбуждения ЭМИ наибольший интерес представляют такие, которые одновременно являются источниками ГАЭ [9]. Действительно, исследования фоновых акустических и электромагнитных полей по разрезам глубоких скважин показали что максимальные уровни сигналов как одной, так и другой природы большей частью приурочены к интервалам, характеризующимся повышенной трещиноватостью, нарушенностью пород. Конечно, это только общая закономерность, выражающая преимущественную тенденцию в распределении ЭМИ и ГАЭ по скважинам. Иногда наблюдаются отступления от видимой корреляции сигналов по акустическому и электромагнитному каналам. В этом отражается, по-видимому, не только разная природа фиксируемых полей, но и своеобразие свойств, структуры пород, влияющих на амплитудно-частотные характеристики механоакустических и механоэлектрических преобразователей. ГАЭ и ЭМИ связаны с образованием новых поверхностей раздела в среде. Примечательным свойством таких поверхностей является их неровность, шероховатость, фрактальность, выражающие неоднородность микро- и макроструктуры разнообразных тел от монокристаллов до горных пород.

В рельефе поверхности зафиксирована траектория развития трещин. Хорошо известно, что трещина практически никогда не распространяется равномерно, она пульсирует, скорость ее меняется по величине и направлению, особенно при ветвлении. При этом от поверхности и вершины трещины отходят упругие волны, в результате чего релаксируют напряжения в среде. Этот процесс идет при любом режиме роста трещин. Но трещина может застопориться у барьера в виде какой-нибудь неоднородности. Напряжения в ее вершине возрастают и после прорыва импульсивно излучаются. Импульсивные преобразования происходят и при крутом изменении траектории трещины. Динамика трещин сопровождается также возникновением и релаксацией зарядов, генерирующих электромагнитные импульсы.

Рассмотрим на практических примерах характер связи временных вариаций ЭМИ и ГАЭ, который оценивается следующим образом. Поскольку получение длительных серий наблюдений сопряжено с определенными трудностями, был предложен анализ спектров по ограниченной во времени реализации. Выделение суточной и полусуточной периодичности осуществлялось по спектрам, полученным для каждого последовательного сдвига n интервала (128 ч) на 8 часов внутри временного ряда. При длительности наблюдений вариаций ГАЭ и ЭМИ 256 ч получается 17 спектров с меняющимися амплитудами суточных и полусуточных волн.

Предположим существует тесная связь между изменениями сигналов ЭМИ и ГАЭ. Введем коэффициент Q , характеризующий отношение амплитуд суточной периодичности и полусуточной в каждом спектре временного интервала длительностью 128 часов для каждого из рассматриваемых процессов, то есть ЭМИ и ГАЭ. Если существует тесная связь, то изменение коэффициентов Q во времени должны происходить одинаково с соблюдением некоей пропорции. Результаты сопоставления коэффициентов Q при совместных измерениях ГАЭ и ЭМИ в скв. 470 на Ломоносовском железорудном месторождении (Тургайский прогиб, Кустанайская обл., Северный Казахстан) приведены на рис. 1а. Эта скважина находится на удалении примерно 200 м от борта тектонического разлома в консолидированном массиве пород. Связь двух процессов – ГАЭ и ЭМИ – здесь очевидна. В пределах Серовско-Маукского глубинного разлома (Средний Урал) временные изменения параметра Q двух рассматриваемых процессов представлены на рис. 1б. Здесь непропорциональность изменения коэффициентов Q на отдельных временных интервалах указывает на факторы, осложняющие эту связь. К этим факторам можно отнести особенности геологического строения (в данном случае глубинный тектонический разлом), состава и свойств геосреды, включая влияние тектонических сил.

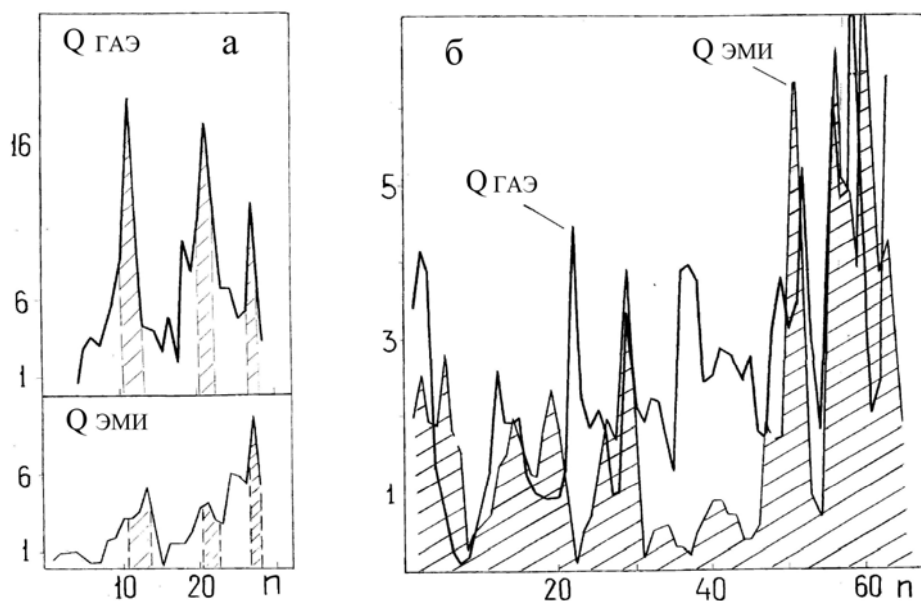


Рис.1. Изменение коэффициентов Q при комплексных измерениях сигналов геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в скважинах: а – глубина 603 м, Ломоносовское железорудное месторождение, Тургайский прогиб, Северный Казахстан; б – глубина 81 м, Чусовское месторождение, Серовско-Маукский глубинный разлом, Средний Урал. n – количество сдвигов интервала (128 ч) на 8 часов.

Пространственно-временные распределения сигналов ЭМИ горных пород в скважинах дают основания для следующих выводов:

1. В земной коре сейсмически стабильных областей (Средний Урал, Северный Казахстан) на глубинах от 100 до 4000 м и более наблюдается явление естественного ЭМИ в диапазоне частот 40-110 кГц [10].

2. Зоны развития процессов трещинообразования выделяются повышенной интенсивностью ЭМИ [11].

3. Изменение амплитудного уровня, интенсивности и дифференциации сигналов ЭМИ с глубиной зависит от свойств пород и в каждой скважине проявляются по-разному.

4. Установлено, что интенсивность сигналов ЭМИ во времени не остается постоянной.

5. В отдельных случаях изменение уровня ЭМИ во времени и пространстве происходит согласованно с аналогичными изменениями геоакустических сигналов.

На рис. 2 приведены результаты комплексных измерений ГАЭ и ЭМИ в скв. 1564. Максимумы интегрального уровня сейсмоакустических сигналов выделяются две нарушенные зоны в интервалах глубин 1600-1700 и 1800-1900 м. На кривой счета выбросов огибающей сигналов ЭМИ эти зоны максимумами не выделяются. Наоборот, здесь наблюдается снижение интенсивности ЭМИ вплоть до фоновых значений. Непрерывная запись ($У$) ЭМИ со скоростью подъема скважинного прибора (250-300 м/час в интервале показан штриховкой) верхней зоны нарушенности согласуется с данными точечных измерений. По изучению керна установлено, что это две зоны дробления с развитой трещиноватостью в кровле и подошве. Таким образом, для аномалий ГАЭ, характеризующих динамически активные зоны дробления, уменьшение интенсивности ЭМИ является той дополнительной информацией, что снижает проблему неоднозначности в интерпретации получаемых данных. Для динамически активных трещиноватых пород согласованное изменение сигналов ЭМИ с акустическими сигналами, также является дополнительной информацией, подтверждающей тектонофизическую природу аномалии ГАЭ. Проведенные исследования следует рассматривать как очередной этап в изучении геодинамических процессов в земной коре.

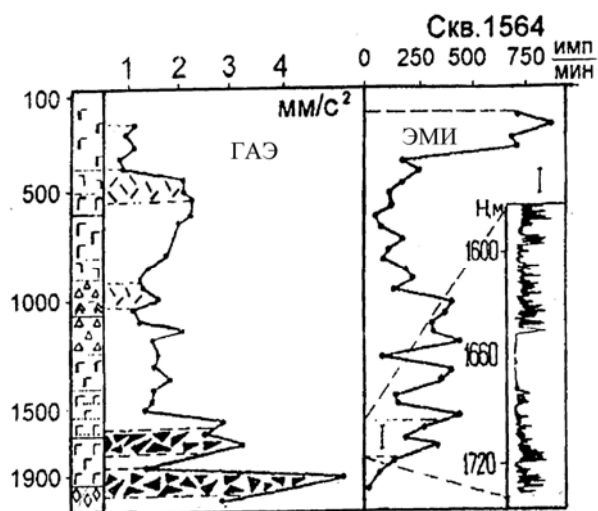


Рис. 2. Комплексные измерения геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения по стволу скв. 1564, Качарское железорудное месторождение, Тургайский прогиб, Северный Казахстан. I – непрерывная запись ЭМИ при движении прибора. На глубинах 500 и 1000 м отмечены зоны трещиноватых пород, 1700-1900 м – зоны дробления.

Отличительной особенностью данного этапа является создание аппаратурно-методической базы для комплексных измерений ГАЭ и ЭМИ, позволяющей оценивать современную динамику геологической среды в полях различной физической природы.

Литература:

1. Егоров П.В., Корейчиков В.П., Корейчикова Н.М., Поляков А.Н. К прогнозу удароопасности горных пород методом счета импульсов электромагнитного излучения. В кн.: Измерение напряжений в массиве горных пород (Материалы Всенародного семинара), Новосибирск, 1976, ч. II. С. 112.
2. Воробьев А.А. О возможности электрических разрядов в недрах Земли. Геология и геофизика. 1970, № 12. С. 3.
3. Дьяконов Б.П., Иваев А.Т., Калмыков А.А., Улитин Р.Б., Фадеев В.А., Чухломин В.И. Электромагнитное излучение и сейсмоакустическая эмиссия горных пород в естественном залегании. ДАН СССР, 1986, т. 290, № 4. С. 828-829.
4. Финкель В.И. Физические основы торможения разрушения, М. Металлургия, 1977. С.356.
5. Дьяконов Б.П., Троянов А.К. О возбуждении естественных сейсмоакустических шумов в земной коре. Деп. ВНИТИ 5.11.89 № 6874-В89.
6. Желковский Н.Д. О подобии сейсмического процесса на микро- и макроуровнях. Геология и геофизика, 1989, № 11. С. 113-117.
7. Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел. Вестн. АН СССР, 1968, № 3.
8. Потураев В.Н., Булат А.Ф., Хохолов В.К. Об особенностях комплексной регистрации электромагнитного и акустического излучения при разрушении горных пород. ДАН СССР, 1989, т. 308, № 6.
9. Дьяконов Б.П., Троянов А.К. Электромагнитное излучение горных пород в скважинах. М.: 1991. 33 с. Деп. В ВНИИТИ 19.11.91. № 4348-В91.
10. Дьяконов Б.П., Кусонский О.А., Троянов А.К., Фадеев В.А. Электромагнитное излучение горных пород по разрезу скважины. Сб. Современные проблемы ядерной геофизики и геоакустики. М.: ВНИИГеосистем, 1990. С. 225-230.
11. Троянов А.К., Астраханцев Ю.Г., Дьяконов Б.П. Патент 2150720 РФ, МКИ G 01V3/18. Способ определения трещиноватости горных пород в скважинах.

НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ГЕОЭЛЕКТРИКИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ УРАЛА

Дьяконова А.Г.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Методический подход к интерпретации результатов глубинной геоэлектрики с целью построения геоэлектрических моделей строения коры и верхней мантии складывался постепенно по мере развития теоретических и методических разработок ведущих отечественных и зарубежных ученых, накопление экспериментальных данных, а также аппаратного обеспечения методов на каждый период времени. Универсальность электромагнитных исследований заключается в том, что глубина проникновения вихревых токов зависит от электропроводности горных пород и периода регистрируемых вариаций. Она может изменяться от нескольких десятков – сотен метров (метод АМТЗ) и нескольких километров в диапазоне короткопериодных вариаций (МТЗ) до 600–800 км для суточных вариаций электромагнитного поля Земли (ГМТЗ). Таким образом, развитие и внедрение в практику работ магнитотеллурических методов открывает новые возможности не только для изучения региональных особенностей среды, но и для детальных поисково-разведочных работ. Принципиальный вопрос о возможности получения количественной информации о распределении электропроводности (σ) с глубиной в условиях региональной и локальной геологической неоднородности верхних горизонтов коры Уральского региона решался с помощью численного и физического моделирования на основе обширного экспериментального материала. Рассчитывалось низкочастотное теллурическое поле значительной территории Советского Союза от 64° до 40° с.ш. и от 48° до 70° в.д. (программа И.В.Егорова). Для выполнения этих исследований использована карта осадочного чехла территории СССР (под редакцией Э.Б.Файнберга и В.А.Сидорова), которая была уточнена по Южному Уралу Б.В. Бучарским и частично переработана автором с учетом электроразведки на постоянном токе (ВЭЗ, ДЭЗ), данных каротажа скважин, сведений о мощности осадочного чехла платформенных областей, полученных по геолого-геофизическим данным и результатам магнитотеллурического зондирования. Это позволило обосновать двухмерный характер поля и выявить участки с наименьшими искажениями кривых ρ_k . Следующим шагом в рамках существующих программных разработок было усложнение модели: раскрытие локальной геоэлектрической неоднородности самого Урала и выполнение квазитрехмерного математического моделирования на детализированной планке с шагом в 20 км [1]. Для оценки суммарной продольной проводимости коры привлекались результаты МТЗ казахских коллег по пр. 18÷20 (рис. 1) [2]. Чтобы расчленить разрез по электропроводности и определить границы проводящих объектов в различных сечениях Урала были выполнены расчеты электромагнитных полей в двумерно-неоднородной среде по ряду протяженных геотраверсов [3]. В построении модели использовалась геолого-геофизическая априорная информация о параметрах верхнего слоя.

Важная информация о глубинном строении Уральского региона получена с помощью трехмерного физического моделирования в электролитической ванне, максимально приближенного к реальным условиям. Работы проведены на установке Института прикладных проблем механики и математики (г. Львов). Размеры бака составили 4x5 м при глубине 70 см. Пятислойная модель представляла собой сложное сооружение с особенностями распределения электрических параметров на разных уровнях с точной привязкой к 60° - меридиану в масштабе 1:1 000 000. Полученные результаты отчетливо показывают преимущество тех методов электротометрии, в которых изучаются импеданс. Несмотря на такие сложные условия, которые представлены в модели, импеданс для продольной поляризации остается постоянной величиной на большинстве рассматриваемой территории Уральского региона и слабо реагирует на неоднородность среды. В результате трехмерного физического моделирования удалось оценить вклад аномальных эффектов за счет влияния неоднородного геоэлектрического строения литосферы Уральского региона в различные компоненты электромагнитного поля и показать, что интерпретация данных

глубинного магнитотеллурического зондирования, выполненная с привлечением двухмерного математического моделирования для продольной поляризации поля справедлива в трехмерном случае с учетом токов растекания в литосфере. Существенным недостатком этого периода (1968÷1997 гг.) явилось то, что отсутствие высокочастотного диапазона по изучению электрической расслоенности коры предопределило проведение экспериментальных исследований в глубинном варианте по протяженным геотраверсам с редкой сетью наблюдений, а также использование аналоговой аппаратуры, требующей длительного наблюдения в каждом пункте зондирования, затрат большого объема ручного труда при обработке полученного материала и, наконец, привлечение априорной геолого-геофизической информации о строении верхних горизонтов коры. Все это в совокупности снижало нереализованные возможности геоэлектрики.

С 1998 г. наступил качественно новый этап геоэлектрического изучения Урала. Впервые в практике электромагнитных исследований нам удалось разработать новый подход, позволяющий получать полную и независимую от других геофизических методов информацию об электрических параметрах разреза в диапазоне глубин от 10 метров до сотен километров. Сущность его сводится к следующему:

- на базе измерительно-вычислительной системы GMS фирмы “Метроникс” и разработанной в Институте геофизики УРО РАН высокочастотной аппаратуры МЧЗ-11, “Гроза”, АМТ-02, а также низкочастотной цифровой станции МТЦ-01, нам удалось объединить в единый комплекс индукционное электромагнитное зондирование с искусственным источником (ИЭМЗ) в диапазоне частот 160 кГц÷700 Гц и традиционные магнитотеллурические зондирования (АМТЗ-МТЗ-ГМТЗ);

- оптимизация экспериментальных исследований. Разумное совмещение вышеперечисленных комплексов при проведении зондирований со сгущением сети наблюдений и апостериорной проверки в ранее выполненных пунктах МТЗ-ГМТЗ с аналоговой аппаратурой (МТЛ-71 и “МЭВС-5”) позволило обеспечить достаточную мобильность работ и большую достоверность согласованных кривых с естественным и контролируемым источниками;

- процесс обработки данных полностью автоматизирован, что обеспечивает получение оперативных оценок электрических свойств разреза непосредственно в процессе исследований;

- широкое использование программ численного моделирования в различных средах при построении модели, разработанных ведущими российскими учеными (Э.Б. Файнбергом, Л.Н. Пороховой, И.Л. Варданыц, А.А. Бобачевым и др.) и любезно предоставленных нам для практического использования.

Экспериментальные работы на опорных субширотных геотраверсах Северного, Среднего и Южного Урала (рис.1) проведены при финансовой поддержке РФФИ (гранты 98-05-64816, 98-05-79025, 01-05-65190, 01-05-79171, 04-05-64101, 05-05-79153). Проекты выполнялись сотрудниками двух институтов – Института геофизики и Института геологии и геохимии УрО РАН. Они ориентированы на решение фундаментальной проблемы – изучение связей между структурно-тектоническим строением литосферы складчатых поясов на примере Урала с особенностями в распределении электропроводности коры и верхней мантии. При этом особое внимание и детальное изучение отводилось разломам и крупным зонам повышенной трещиноватости в коре, являющихся проводниками магм, флюидов и газов из глубинных горизонтов верхней мантии, а также изучению генетической связи между аномалией электропроводности коры и структурно-тектоническим строением региона. Методика исследований была однотипной на всех профилях, она описана в работе [4].

Для примера рассматривается геоэлектрическая модель строения земной коры и верхней мантии южного сектора Урала по геотраверсу (≈ 800 км) до глубины 120 км. Это позволило воссоздать единую картину расслоенности разреза по электрическим параметрам Восточно-Европейской платформы (ВЕП), Предуральяского прогиба и собственно Уральской его части.

Получены новые данные о геолого-тектоническом строении Южного Урала существенно дополняющие информативность одного из наиболее представительных в мире сейсмопрофилей через складчатые пояса (“Уралсейс-95”).

Впервые в области сочленения ВЕП и Предуральского прогиба обнаружена крупная аномальная зона повышенной электропроводности, прослеживающаяся до больших глубин (не менее 100-120 км), свидетельствующая о том, что Предуральский прогиб сформировался в тектонически ослабленной зоне на границе с ВЕП.

Принципиальный результат, полученный по данным геоэлектрики, показывает, что Уральская складчатая система представляет собой в разрезе почти **бивергентную** структуру до глубин 70-80 км, маркируемую мозаичным распределением участков с пониженным удельным электрическим сопротивлением и уходящую своими корнями в области вулканогенной “зеленокаменной” – Магнитогорской мегазоны и “гранитной оси Урала” – Восточно-Уральского поднятия на большие глубины. Горизонтальный размер этой зоны на глубине 120 км составляет 150 км. Обнаружение глубинных “корней”, следы которых отражены в модели, мы увязываем с историей формирования и развития Урала.

Считаю своим долгом выразить глубокую признательность своим коллегам В.С. Вишневу, А.Д. Коноплину, П.Ф. Астафьеву. Только благодаря их активному творческому участию стало возможным проведение столь масштабных экспериментальных исследований. Благодарю И.Э. Гаврилову, А.М. Тиуну, О.В. Баталову, Г.М. Погуткину, О.В. Сурину и др., которые занимались обработкой данных МТЗ и графическим оформлением результатов исследований.

В процессе работ автор находила поддержку и участие в совместных разработках моделей для выполнения численного и физического моделирования других отделов и институтов – Р.Б. Журавлевой, А.Ф. Шестакова, Э.Б. Файнберга (ИЗМИРАН), Г.С. Годневой (ИЗМИРАН), И.Л. Варданыц (ЛГУ), Л.Н. Пороховой (ЛГУ), В.М. Кобзовой (ИППММ, г. Львов), А.А. Бобачева (МГУ). Пользуясь случаем всем им выражаю признательность и благодарность.

Искренне благодарю К.С. Иванова на многолетнее и плодотворное сотрудничество в вопросах геологического истолкования результатов совместных исследований.

Литература:

1. Дьяконова А.Г., Файнберг Э.Б., Годнева Г.С. Электропроводность верхней мантии Уральского региона. М.: ИЗМИРАН, 1987, С. 108-123.
2. Альмуханбетов Д., Алинбеков Е., Галкин А.С., Тулегенов С. Исследование земной коры и верхней мантии в Казахстане магнитотеллурическими методами. Алма-Ата: Наука Каз. ССР, 1977, С.152.
3. Дьяконова А.Г., Шестаков А.Ф., Варданыц И.Л., Годнева Г.С. Результаты глубинного магнитотеллурического зондирования в Уральском регионе. Физика Земли, № 2, 1990, С. 79-90.
4. Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д. Геоэлектрические особенности строения земной коры и верхней мантии Южного Урала. Геология и геофизика, т.48, №10, 2007, С. 1086-1095.

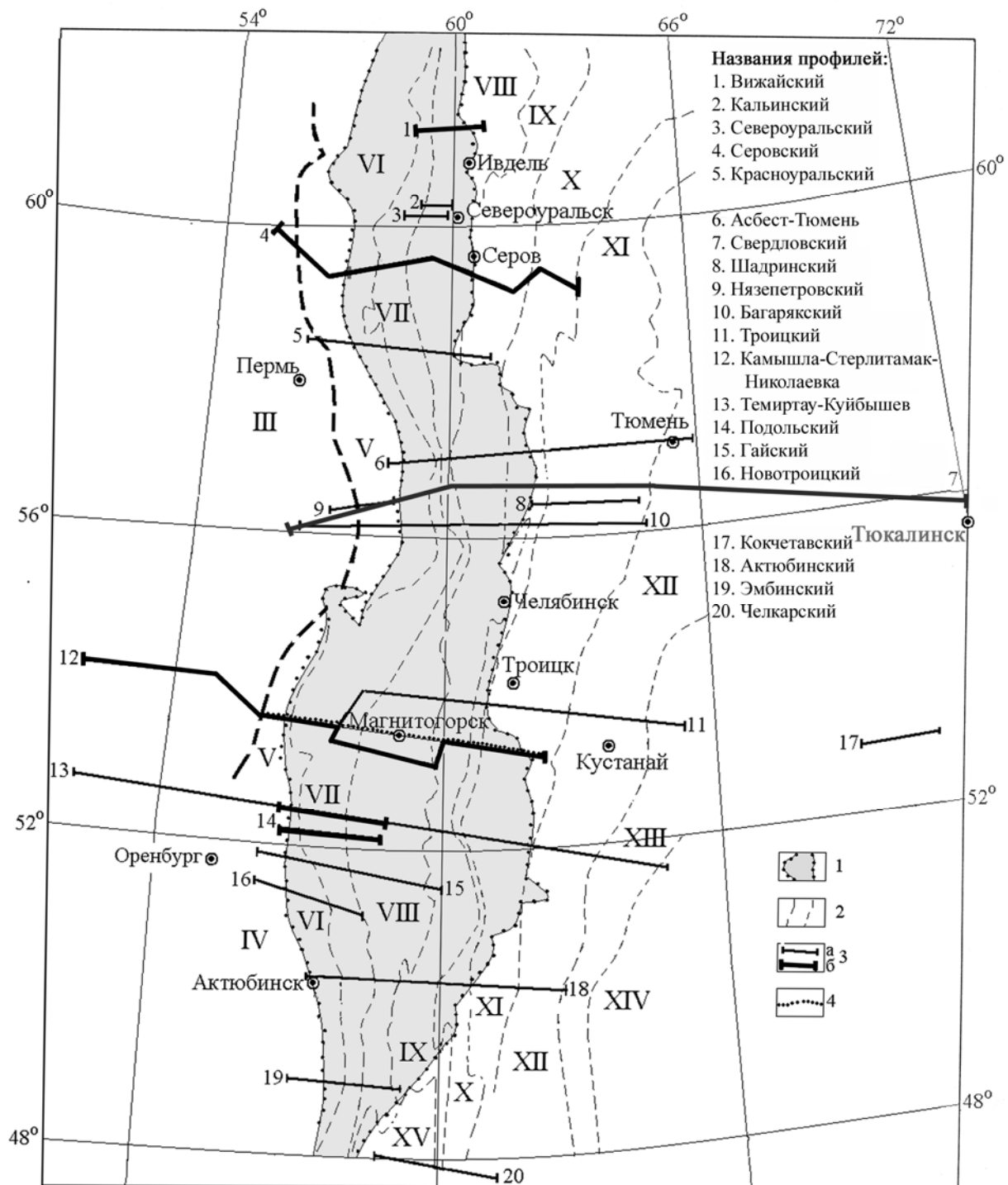


Рис 1. Схема структурного районирования Уральского региона (по И.Д. Соболеву и др., 1983 г.) и расположение профилей электромагнитных исследований. 1- "Открытый" Урал; 2 - границы и номера структур I порядка: III- восточная окраина Восточно-Европейской платформы, IV - Прикаспийская синеклиза, V - Предуральский краевой прогиб, VI - Западно-Уральская внешняя зона складчатости, VII - Центрально-Уральское поднятие, VIII - Тагильско-Магнитогорский прогиб, IX - Восточно-Уральское поднятие, X - Восточно-Уральский прогиб, XI - Зауральское поднятие, XII - Тюменско-Кустанайский прогиб, XIII - Тобольско-Убаганское поднятие, XIV - Аксуатский прогиб, XV - Берчогурско-Челкарский прогиб; 3 - профили электромагнитных зондирований прошлых лет (а), опорные (б); 4 - профиль "Уралсейс-95"

**ПОВЫШЕНИЕ ИНФОРМАТИВНОСТИ ЧАСТОТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ
С РАЗЛИЧНЫМИ ДИПОЛЬНЫМИ УСТАНОВКАМИ
ПРИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ НОВОГО ИНФОРМАЦИОННОГО ПАРАМЕТРА**

Журавлёва Р.Б.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Наиболее информативной при исследовании субгоризонтальных структур, как показали исследования [1-3], является величина

$$G = \operatorname{Re}G + i\operatorname{Im}G = (1 + \alpha r)e^{-\alpha r}, \quad (1)$$

которую можно определить из измерений с различными комбинациями систем генератор-приёмник, используя ту или иную систему в зависимости от условий на местности. Здесь

$\alpha = \sqrt{i\omega\mu_0 / \rho}$ - волновое число, ρ - удельное сопротивление однородного полупространства, $\omega = 2\pi f$ - круговая частота, $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$, r - разнос (расстояние между генераторным и приёмным датчиками).

При зондировании субгоризонтальных структур с использованием пространственно совмещённых дипольных источников можем записать:

$$G = \begin{cases} (3e_{\varphi z} - h_{zz})/2 & \text{ВМД} \\ (3h_{ze} - h_{zz})/2 & \text{ВМД+ГЭД} \\ 3-(3h_{xx} + h_{zz})/2 & \text{ВМД+ГМД,} \end{cases} \quad (2)$$

где $e_{\varphi z}$, h_{zz} - электромагнитные числа в поле вертикального магнитного диполя (ВМД), h_{ze} - в поле горизонтального экваториального электрического диполя (ГЭД), h_{xx} - в поле горизонтального магнитного диполя (ГМД) с моментом вдоль оси x . Зондирование может выполняться в частотном, дистанционном и в изопараметрическом варианте (при фиксированном $\sqrt{f}r$); при использовании любой из указанных в (2) комбинаций источник-приёмник, используя G и соотношение (1), получим *единое* удельное сопротивление структуры.

При использовании *амплитудных* измерений интерпретация производится в рамках модели эффективного однородного полупространства, при этом подразумевается, что в (1) мы имеем $\alpha_{\text{одн}}$, соответствующее «эффективному» волновому числу слоистого полупространства. Тогда можем определить удельное сопротивление как

$$\rho_{ef} = \omega\mu r^2 / (kr)_{\text{одн}}^2, \quad (3)$$

где величина $(kr)_{\text{одн}} = |\alpha r|_{\text{одн}} = p$ определяется по схеме Лагранжа из соответствующей однозначной для однородного полупространства табулированной зависимости от волнового параметра p величины $|G|$ в предлагаемых вариантах зондирования и, для сравнения, $|h_z/h_r|$ при стандартном варианте.

Преимущества предлагаемого способа зондирования и его возможности хорошо видны на типичном для Урала 4-х слойном разрезе с верхним слоем наносов и с погруженным электропроводным горизонтом, моделирующим рудную зону с различной глубиной залегания либо с различной контрастностью по электросопротивлению. На рис.1 для сравнения приведены результаты частотного (a1, a2) и изопараметрического (б1, б2) зондирования такого разреза с использованием стандартной методики с измерением $|h_z/h_r|$ и использованием $\rho_{ef} (|h_z/h_r|)$ в поле ВМД и предлагаемой методики с определением $\rho_{ef} (|G|)$. Видно (рис.1a1, a2), что частотные кривые $\rho_{ef} (|G|)$ лучше разрешимы по сравнению с $\rho_{ef} (|h_z/h_r|)$, прекрасно фиксируют наличие контрастного проводника в разрезе, и хорошо виден тип разреза, тогда как по $\rho_{ef} (|h_z/h_r|)$ определить его трудно. В изопараметрическом варианте зондирования информативность зондирования примерно одинакова, но проводник всё-таки более контрастно выделяется при комплексировании. Чётко видно, что при использовании величины $|G|$ для выявления погруженного проводника нужны частоты примерно в 4 раза более высокие, чем при измерении $|h_z/h_r|$, либо разносы, соответственно, вдвое меньшие, что является принципиальным преимуществом предлагаемого типа зондирования, т.к. с увеличением разноса значительно уменьшаются величины измеряемых

компонент поля, а измерения при очень низких частотах обычно осложнены помехами и трудно осуществимы.

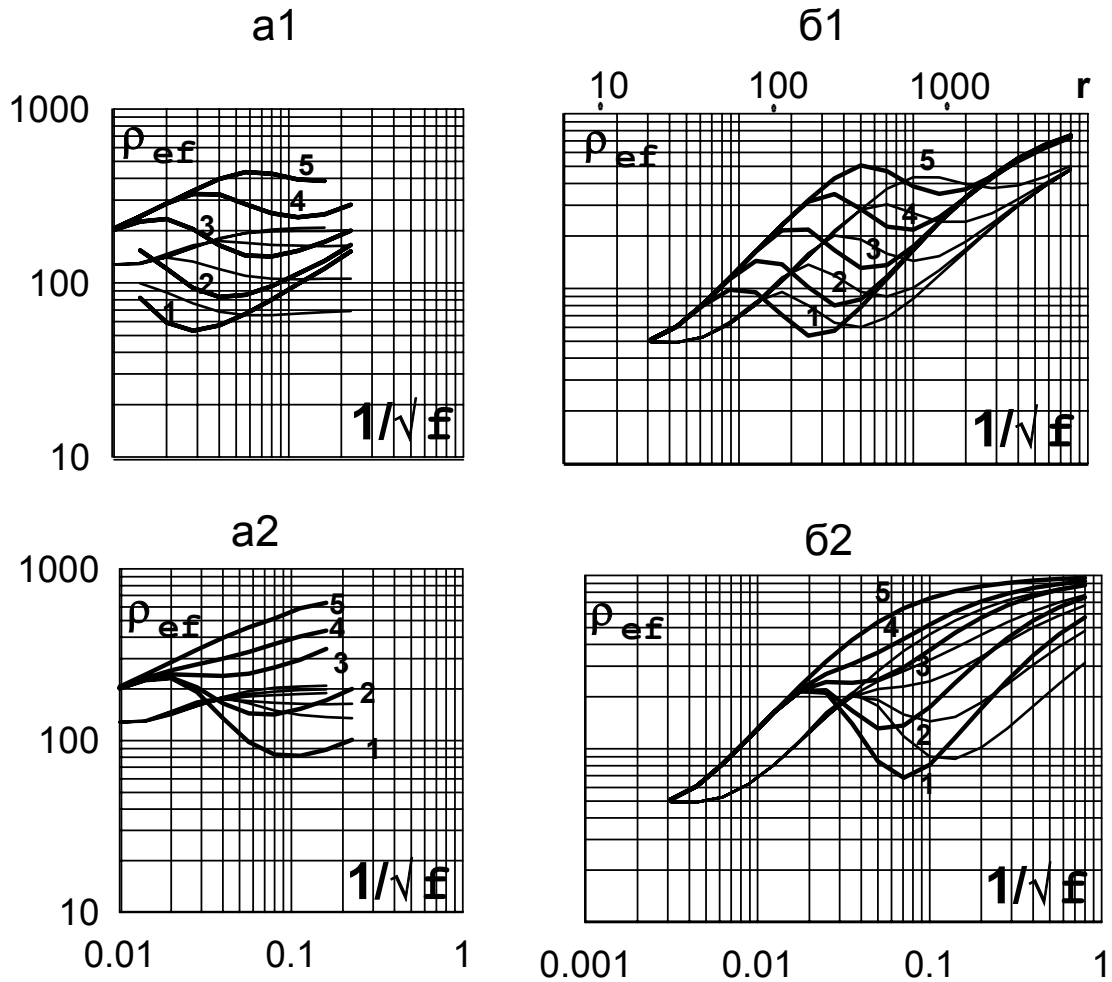


Рис.1. 4-х слойная структура; а1, а2 - частотное зондирование, $r = 200\text{м}$.

б1, б2-изопараметрическое зондирование, $\sqrt{f} r=8000$

———— $\rho_{ef} (/ G /)$, ——— $\rho_{ef} (/ h_z / h_r /)$

а1,б1:	ρ	50	1000	20	1000	Var=	1	2	3	4	5
	h	20	Var	50	∞		$h_{2,M}$	50	100	200	400

а2,б2:	ρ	50	1000	Var	1000	Var=	1	2	3	4	5
	h	20	200	50	∞		$\rho_{3,OM.M}$	10	20	50	100

При выполнении амплитудно-фазовых измерений можно выполнить интерпретацию по модели эффективной 2-х слойной среды с определением её параметров ρ_1 ; h_1 ; ρ_2 . При этом полагаем $\rho_{1k} = \rho_{ef}$, а ρ_{2k} и h_{1k} определяем, используя соотношения [3]:

$$ZZ = \frac{TH}{CTH} [\varkappa_1 h_1 + ar_{CTH}^{TH} \sqrt{\rho_2 / \rho_1}] = | \varkappa_r |_{ef} / | \varkappa_r |_{одн} \cdot e^{i(\alpha - \pi/4)}$$

Пусть

$$T = \varkappa_1 h_1 + ar_{CTH}^{TH} \sqrt{\rho_2 / \rho_1} = ReT + iImT$$

Тогда

$$\rho_{2k} = \rho_{1k} \cdot \begin{cases} TH^2 (ReT - ImT) & \text{при } \alpha \leq \pi/4 \\ CTH^2 (ReT + ImT) & \text{при } \alpha > \pi/4 \end{cases}$$

(4)

$$h_{1k} = \delta \sqrt{2|\text{Im} T|}, \text{ где } \delta = r \sqrt{2} / |\alpha r|_{ef}$$

Для подбора волнового параметра

$$(\alpha r)_{ef} = \text{Re}(\alpha r)_{ef} + i \text{Im}(\alpha r)_{ef} = |\alpha r|_{ef} e^{i\alpha}, \quad (5)$$

такого, чтобы выполнялось соотношение (1), используем специально разработанную программу на основе метода итераций. Использование её показало, как и следовало ожидать, что для однородного полупространства имеем $\alpha = \pi/4$, для структуры с проводником в основании $\alpha < \pi/4$, а для структуры с высокоомным основанием имеем $\alpha > \pi/4$. На рис.2 представлены результаты расчётов по (4) для ранее рассмотренного 4-х слойного разреза, показана зависимость ρ_{ef} и ρ_{2k} от величины h_{1k} . Видно, что положение максимумов и минимумов примерно соответствует глубине центров залегания соответственно высокоомного и низкоомного слоёв, что подтверждает логичность предложенного нами по (4) способа привязки интерпретационных значений удельного электросопротивления к глубине.

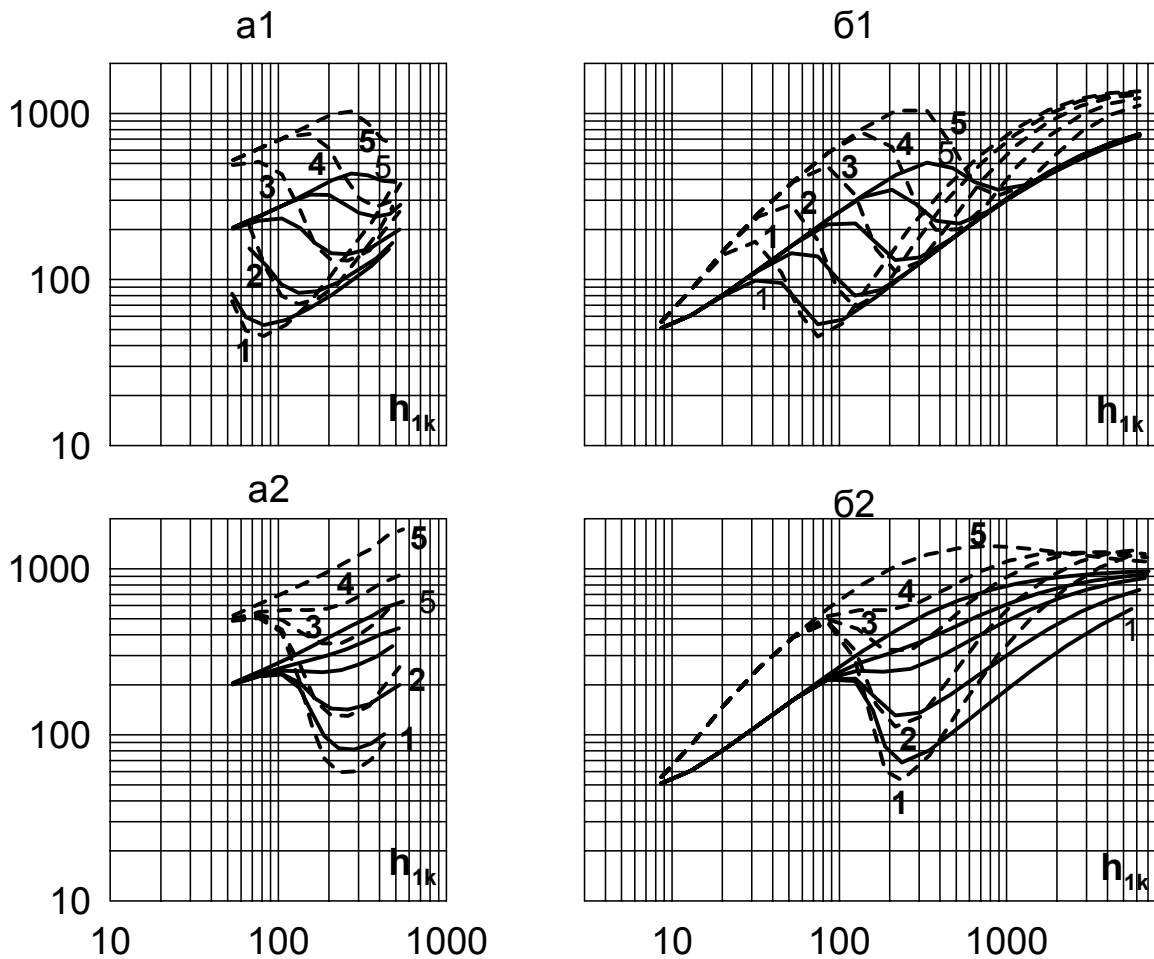


Рис.2. 4-х слойная структура; параметры структуры на а1, б1 и а2, б2 - как на рис. 2.

ρ_{ef} , ———— ρ_{2k}
 а1, а2 -частотное зондирование, $r=200\text{м}$;
 б1, б2 -изопараметрическое зондирование, $\sqrt{f} r=8000$.

Видно, что величина ρ_{2k} более контрастно по сравнению с ρ_{ef} выделяет наличие высокоомного или низкоомного горизонта, но при низких частотах (большие h_{1k}) она слабо осциллирует относительно асимптоты, соответствующей сопротивлению основания структуры, тогда как ρ_{ef} выходит на асимптоту при тех же h_{1k} . Но существенным, на наш взгляд, является достаточно хорошее совпадение положения экстремума величины ρ_{2k} с

глубиной центра залегания контрастного по электросопротивлению 2-го слоя, а надёжная привязка выделяемых при зондированиях горизонтов к глубине является обычно слабым местом различных методов.

Выводы:

1. В новом варианте электромагнитных зондирований в гармоническом режиме предлагается использовать в качестве информационного параметра величину G (1), определяемую по результатам измерений в поле ВМД, ВМД+ГЭД, или ВМД+ГМД.
2. Использование информационного параметра G обеспечивает более высокую разрешающую способность, позволяет получить единую для различных установок картину изменения сопротивления с частотой или глубиной.
3. Использование информационного параметра G позволяет выявлять глубинные объекты при меньших разносах и более высоких частотах, когда измеряемый сигнал не слишком мал и превышает порог чувствительности аппаратуры.
4. Использование амплитудно-фазовых измерений позволяет достаточно надёжно определить глубину контрастных по электросопротивлению горизонтов.

Литература:

1. Журавлёва Р.Б. О повышении информативности величины эффективного сопротивления при зондированиях с контролируемым источником // Теория и практика геоэлектрических исследований. Екатеринбург: УрО РАН, 2000, с.182-188.
2. Журавлёва Р.Б., Миронов Д.Г. Новый вариант зондирований с комплексированием измерений при магнитном и электрическом возбуждении поля // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Пермь: УрО РАН, 2005, с. 86-88.
3. Журавлёва Р.Б. Новый способ электромагнитных зондирований и его информационные возможности // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Екатеринбург, 2006, с.114-117

КОРРЕЛЯЦИЯ ПРОНИЦАЕМОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ С ВЫЗВАННОЙ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИЕЙ

Иголкина Г.В., Дрягин В.В., Иванов Д.Б., Мезенина З.С.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Задачи литологического расчленения, выделение коллекторов и оценка эффективных толщин решаются по материалам ГИС практически без непосредственного привлечения керновых данных. Выделение пластов-коллекторов и оценка эффективных толщин объектов также обеспечивается по материалам ГИС. Петрофизические оценки граничных значений ФЕС представляют интерес при уточнении выделенных эффективных толщин в случаях неоднозначности прямых косвенных признаков коллекторов, это касается как участков разрезов представленных низкопоровыми коллекторами, так и интервалов слоистых пачек. Исследования акустической эмиссии в скважине показали, что она может быть вызвана акустическим воздействием, которое применяется для восстановления проницаемости прискважинной зоны пластов.

В связи с тем, что силовое акустическое воздействие влияет на проницаемость насыщенного порового пространства [1,2], стала очевидной необходимость установить связь между коэффициентом проницаемости и динамикой сигнала сейсмоакустической энергии. По результатам сопоставления данных эмиссионного каротажа с методами ГИС, можно получить оценку наличия углеводородов в поровом пространстве пласта коллектора, а также их фильтрационную способность. Эта способность оценивалась ранее по влиянию акустического воздействия на проницаемость коллектора гидродинамическими методами.

Характер насыщенности пористой среды и ее проницаемость являются дополняющими друг друга параметрами в отношении вызванной сейсмоакустической эмиссии. На основании многочисленных опытов при выполнении каротажа скважин на характер текущей насыщенности, совершенно очевидной стала зависимость энергии вызванной эмиссии от пористости и проницаемости околоскважинного пространства. Эта связь доказывается хотя бы тем, что вне коллекторов вызванной эмиссии нет. Подтвердить характер насыщенности испытываемого пласта не всегда представляется возможным по целому ряду технических проблем связанных с эксплуатацией скважины и ее техническому состоянию. Так, например, наличие заколонной циркуляции скважины является подавляющим фактором для проявления вызванной эмиссии пласта.

Корреляция сейсмоакустической эмиссии с коэффициентом проницаемости существует и становится больше после облучения насыщенного порового пространства силовым акустическим полем. Для начала отметим увеличение самого коэффициента проницаемости под действием акустического поля [1] на Пихтовском, Уньвинском и Ольховском месторождениях нефти терригенного типа Пермской области (таблица 1). Изменение вызванной эмиссии после акустического воздействия также является многократно подтвержденным явлением, а величина спектральной плотности энергии сигнала САЭ стала каротажным параметром, который интерпретируется сегодня совместно с данными ГИС при оценке насыщенности пласта коллектора.

Сопоставление количественного увеличения величины спектральной плотности энергии было сделано с проницаемостью по данным ГИС. В Таблице 1 приведены характерные примеры изменения этих параметров, полученных на ряде месторождений терригенного типа в Западной Сибири. Для скважин Кальчинского и Тевлино-Русскинского месторождений прирост величины спектральной плотности энергии сигнала САЭ составляет (30 - 100)% относительно фонового значения и уверенно интерпретируется с наличием нефти в пласте. Сопоставление проницаемости по ГИС с естественным эмиссионным фоном показывает практическое отсутствие связи между ними, в то время как после акустического воздействия корреляция резко возрастает и может составлять десятки и сотни процентов. При этом сам коэффициент корреляции не высок, поскольку приходится сравнивать непрерывную функцию спектральной плотности энергии от глубины скважины с линейно-кусочной функцией расчетного коэффициента проницаемости $K_{пр}$, полученного по данным

ГИС. На Рис. 1 приведен пример расчета коэффициента корреляции для скважины №329 месторождения Кальчинское.

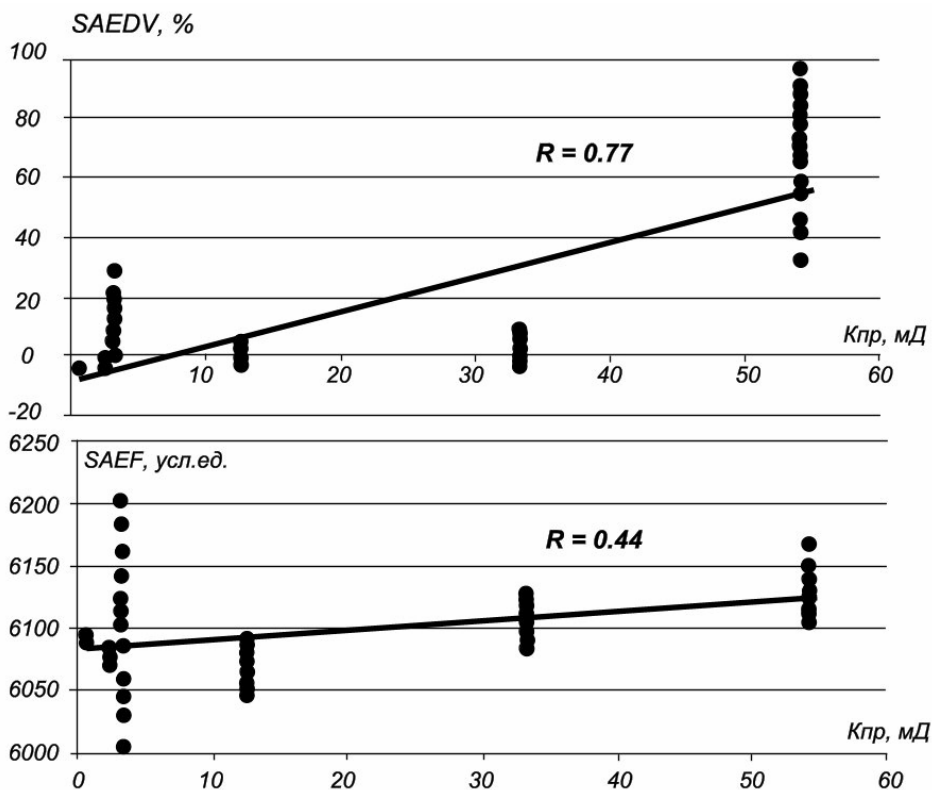


Рис. 1. Корреляционная зависимость вызванной сейсмоакустической эмиссии SAEDV от Kпр (верхний график) и естественной сейсмоакустической эмиссии SAEF от Kпр (нижний график) по результатам исследований на 329 скважине Кальчинского.

Таким образом, усиление связи сигнала вызванной САЭ с проницаемостью коллектора происходит за счет проявления энергии в новой высокочастотной области, которая совершенно отсутствовала в фоновом сигнале [2] и которая является характерной для этого типа коллектора и соответствующей насыщенности нефтью. Практическое отсутствие корреляции проницаемости с фоновым сигналом САЭ, объясняется тем, что при этом, основной вклад в энергию сигнала САЭ вносят низкочастотные составляющие, которые никак не связаны с доминирующими высокими частотами эмиссии не возбужденного пласта, а имеют более широкое пространственное происхождение.

Еще одна иллюстрация связи проницаемости коллекторов с вызванной эмиссией выражается в обнаружении пропущенных проницаемых интервалов при обработке материалов ГИС стандартными методами (Рис. 2.).

Доминирующие частоты главных компонент сингулярного разложения, (2–3) кГц и (9–11) кГц, показали, что в интервале пласта обозначенного как слабо проницаемый (0,3–1) мД по материалам ГИС окончательного каротажа, на самом деле обладают проницаемостью не меньшей чем интервалы близь лежащих пластов этого же коллектора, а именно (15–20)мД. Доминантные частоты вызванной сейсмоакустической эмиссии хорошо совпадают с результатами исследований, выполненными в СО РАН [3], и имеют близкие значения, несмотря на то, что были обнаружены в скважине при воздействии на нефтяное месторождение с поверхности при помощи сейсмического вибратора.

Таким образом, создана методика идентификации и сопоставления вызванной сейсмоакустической эмиссии, с геологическими параметрами нефтегазовых месторождений; которая позволяет оценивать их фильтрационно-емкостные свойства на поздней стадии разработки. Аппаратурное, программное и метрологическое обеспечение каротажа сейсмоакустической эмиссии (КСАЭ) основано на базе специализированного, аппаратно–программного комплекса ААВ-400, разработанного в «НПФ «Интенсоник».

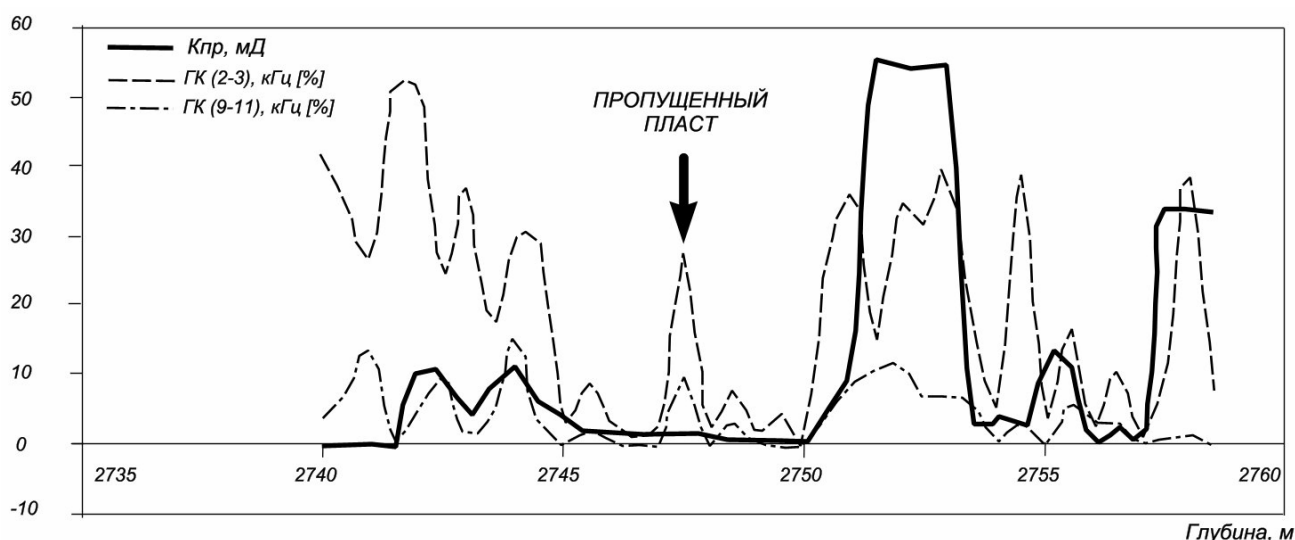


Рис.2. Корреляционная зависимость проницаемости пласта Ач1, Кальчинского месторождения с главными доминантными компонентами вызванного сигнала САЭ, выявление пропущенного интервала.

Таблица 1

Месторождение, скважина №	до АВ	после АВ	Изменение, [%]
Коэффициент проницаемости Кпр [мД]			
Пихтовское, №174	11	20	81,82
Ольховское, №266	3,2	4,2	31,25
Унивинское, №255	10	21	110,00
Кальчинское, №329	11,7-59,0	-	-
Спектральная плотность энергии сигнала САЭ, $E_{\text{макс}} \cdot 10^3$			
Кальчинское, №329/1	6,25	10,6	68
Кальчинское, №329/2	6,12	8,5	32
Тевлино-Русскинское, №9847	5,2	10,2	97
Коэффициент корреляции САЭ и Кпр			
Кальчинское, №329/1	0,05	0,46	820,00
Кальчинское, №329/2	0,44	0,77	75,00
Тевлино-Русскинское, №9847	0,07	0,58	728,57

Литература:

1. Митрофанов В.П., Дзюбенко А.И., Нечаева Н.Ю., Дрягин В.В. Результаты промысловых испытаний акустического воздействия на призабойную зону пласта // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1998. №10. С.29-35.
2. Дрягин В.В., Иголкина Г.В., Стародубцев А.А. Решение геолого-промысловых задач при разработке месторождений методом каротажа вызванной сейсмоакустической эмиссии (КСАЭ) // Материалы Международной конференции: «Фундаментальные проблемы разработки нефтегазовых месторождений, добычи и транспортировки углеводородного сырья» ГЕОС. Москва. 24-26.11.2004. С.256.
3. Алексеев А.С., Цецохо В.А., Белоносова А.В., Белоносов А.С., Сказка В.В. Вынужденные колебания трещиновато-блочных флюидонасыщенных слоев при вибросейсмических воздействиях // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. Геомеханика, 2001, №6. С.3-13.

РАДИОВОЛНОВАЯ ИНТРОСКОПИЯ ЗЕМНЫХ ГРУНТОВ: СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ, ПОДХОДЫ

Калмыков А.А., Панченко Б.А., Поршнева С.В.

Уральский государственный технический университет, Екатеринбург

Для обнаружения, определения положения и классификация объектов искусственного и естественного происхождения, находящихся в грунте (в многослойной диэлектрической среде), применяются радиолокационные системы подповерхностного зондирования. Для георадаров характерна универсальность, позволяющая использовать данные прибора в геологии, транспортном строительстве, промышленном и гражданском строительстве, экологии, археологии, оборонной промышленности и т.д.

Георадары используются:

– в геологии для построения геологических разрезов, определения положения уровня грунтовых вод, толщины льда, глубины и профиля дна рек и озёр, границ распространения полезных ископаемых в карьерах, положения карстовых воронок и пустот;

– в транспортном строительстве (автомобильные и железные дороги, аэродромы) – для определения толщины конструктивных слоёв дорожной одежды и качества уплотнения дорожно-строительных материалов, изыскания карьеров дорожно-строительных материалов, оценки оснований под транспортные сооружения, определения глубины промерзания в грунтовых массивах и дорожных конструкциях, содержания влаги в грунте земляного полотна и подстилающих грунтовых основаниях, эрозии грунтов на участках мостовых переходов;

– в промышленном и гражданском строительстве – георадары нашли применение для определения качества и состояния бетонных конструкций (мостов, зданий и т.д.), состояния дамб и плотин, выявления оползневых зон, месторасположения инженерных сетей (металлических и пластиковых труб, кабелей и других объектов коммунального хозяйства);

– в решении вопросов охраны окружающей среды и рационального использования земель – для оценки загрязнения почв, обнаружения утечек из нефте- и водопроводов, мест захоронения экологически опасных отходов;

– в археологии – для обнаружения мест нахождения археологических объектов и границы их распространения;

– в оборонной промышленности георадары используются для обнаружения мест заложения мин, расположения подземных тоннелей, коммуникаций, складов, техники (хорошие результаты по обезвреживанию мин различного вида даёт комплексирование георадарных технологий с индукционными, тепловизионными и другими методами, а также с нелинейными локаторами и ЯКР-обнаружителями);

– в таможенных органах – для обнаружения контрабандных вложений в гомогенных однородных грузах;

– в экологии георадары – для исследования лесных покровов, процессов замерзания и оттаивания почвогрунтов и ледовых покровов рек, а также процессов влагообмена почва – атмосфера.

Из других областей применения подповерхностной радиолокации следует упомянуть работы, связанные с обнаружением металлических и пластмассовых подземных трубопроводов, трещин в горных породах, пустот и неоднородностей под дорожным покрытием. Известны попытки определения радиолокационным методом степени загрязнения подземных вод и влажности песчаных грунтов [1].

Принцип действия подповерхностных радиолокаторов аналогичен принципу действия обычных радиолокационных станций, в них используются два основных вида зондирующих сигналов – импульсные и непрерывные. В тоже время электромагнитные характеристики каналов распространения зондирующего излучения (диэлектрическая проницаемость ϵ и электрическая проводимость σ) оказываются существенно отличными от соответствующих характеристик каналов распространения электромагнитных волн (ЭВ) в свободном пространстве. Это проявляется, прежде всего, в том, что среда, через которую

происходит распространение ЭВ, имеет различную диэлектрическую проницаемость и конечную проводимость, что приводит к сильному затуханию ЭВ.



Рис. 1 Аппаратурная реализация георадаров: а) – георадар ОКО [2]; б) трехканальный георадарный комплекс с рупорными антеннами [3]

Подробное рассмотрение различных аспектов подповерхностной локации проведено в монографиях [3,4]. Их анализ показывает, что большинство известных алгоритмов обработки радиолокационных сигналов (РС) имеет два основных недостатка: 1) зондирующая ЭВ считается плоской; 2) электрофизические свойства зондируемых сред считаются априори известными (однако, на практике ситуация оказывается прямо противоположной). Отметим, что при использовании переносных геолокаторов (рис. 1), в которых излучающая и приемные антенны располагаются в непосредственной близости к земной поверхности и друг к другу, является несправедливым. Случай, представленный на рис. 1б, является еще более сложным, поскольку здесь при построении алгоритмов идентификации подстилающего пространства необходимо учитывать искажение поля электромагнитной волны, обусловленное дифракцией электромагнитной волны на рельсах. Без этого точность восстановления структуры, вообще говоря, вызывает сомнения, а сами результаты рассматривать скорее как качественные, нежели количественные. Отметим также, что ни один из многочисленных производителей аппаратуры для подповерхностного зондирования в технических характеристиках не указывает основного показателя любого измерительного прибора – погрешности измерений.

Указанные определяют необходимость проведения комплексных исследований, включая: 1) изучение особенностей полей ЭВ, используемых в задачах подповерхностной радиолокации; 2) построение соответствующих моделей РС и исследование их частотно-временных характеристик; 3) построение алгоритмов предварительной обработки РС, учитывающих их особенности; 4) разработку методов реконструкции структуры зондируемой среды.

Для достижения поставленных целей, как очевидно, необходимо исследовать решения прямой задачи – расчет напряженности электромагнитного поля, возбуждаемого антенной, расположенной вблизи слоистой диэлектрической среды с конечной проводимостью – и обратной задачи – определение структуры подстилающей диэлектрической среды по известному распределению напряженности поля электромагнитной волны в верхнем полупространстве. Прямая задача, являющаяся модификацией известной задачи Зоммерфельда о вычислении напряженности электромагнитного поля, создаваемого точечным диполем, расположенным вблизи земной поверхности (рис. 2) [5], для вертикального диполя записывается в виде:

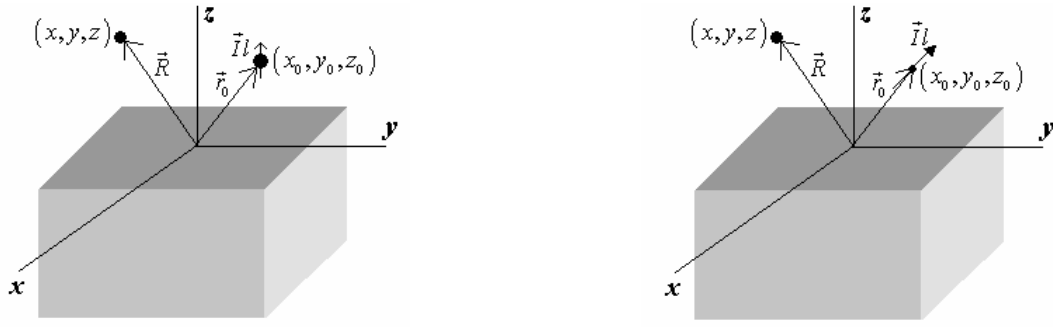


Рис. 2. К постановке задачи Зоммерфельда для вертикального и горизонтального электрического диполя

$$\begin{aligned}\Delta A_{z1} + k_1^2 A_{z1} &= I l \delta(x - x_0) \delta(y - y_0) \delta(z - z_0), \\ \Delta A_{z2} + k_2^2 A_{z2} &= 0, \dots, \Delta A_{zn} + k_n^2 A_{zn} = 0, \\ A_{zn} \Big|_{z=d_n} &= A_{zn+1} \Big|_{z=d_n}, \quad \frac{1}{\varepsilon_n} \frac{\partial A_{zn}}{\partial x} \Big|_{z=-d_n} = \frac{1}{\varepsilon_{n+1}} \frac{\partial A_{zn+1}}{\partial x} \Big|_{z=-d_n}\end{aligned}$$

где $A_i, i = \overline{1, n}$ – векторный потенциал в i -ом слое, n – число слоев, I – сила тока в антенне, l – размер диполя, $\delta(\)$ – дельта-функция Дирака, $k_n = k_0 \sqrt{\varepsilon_n \mu_n}$ – волновые числа в каждом слое, $k_0 = 2\pi/\lambda$, d_n – координата нижней границы n -го слоя.

Для горизонтального диполя:

$$\begin{aligned}\Delta A_{1x} + k_1^2 A_{1x} &= I l \delta(x - x_0) \delta(y - y_0) \delta(z - z_0), \\ \Delta A_{2x} + k_2^2 A_{2x} &= 0, \dots, \Delta A_{xn} + k_n^2 A_{xn} = 0, \\ \frac{\partial A_{xn}}{\partial z} \Big|_{z=-d_n} &= \frac{\partial A_{xn}}{\partial z} \Big|_{z=d_n}, \quad \frac{A_{xn}}{\varepsilon_n} \Big|_{z=d_n} = \frac{A_{xn+1}}{\varepsilon_{n+1}} \Big|_{z=d_n}.\end{aligned}$$

Решить, приведенные выше задачи можно решить либо прямым интегрированием дифференциальных уравнений и нахождением неизвестных постоянных из граничных условий, либо используя аппарат функций Грина [6].

Приведем выражения для векторного потенциала электромагнитного поля, создаваемого вертикальным диполем Герца, расположенным вблизи границы раздела двух сред, а также в трехслойной диэлектрической среде в верхнем полупространстве:

$$A_{1z} = \frac{i l l}{4\pi} \int_0^\infty \left[e^{i\kappa_1|z-z_0|} + \frac{\varepsilon_2 \kappa_1 - \varepsilon_1 \kappa_2}{\varepsilon_2 \kappa_1 + \varepsilon_1 \kappa_2} e^{i\kappa_1(z+z_0)} \right] \frac{k_\perp J_0(k_\perp \rho)}{\kappa_1} dk_\perp \quad (1)$$

$$\begin{aligned}A_{1z} &= \frac{i l l}{4\pi} \int_0^\infty e^{i\kappa_1|z-z_0|} \frac{k_\perp J_0(k_\perp \rho)}{\kappa_1} dk_\perp + \\ &\int_0^\infty \frac{(\kappa_1 \varepsilon_2 + \kappa_2 \varepsilon_1)(\kappa_2 \varepsilon_3 - \kappa_3 \varepsilon_2) e^{2i\kappa_2 d_2} + (\kappa_1 \varepsilon_2 - \kappa_2 \varepsilon_1)(\kappa_2 \varepsilon_3 + \kappa_3 \varepsilon_2)}{(\kappa_1 \varepsilon_2 - \kappa_2 \varepsilon_1)(\kappa_2 \varepsilon_3 - \kappa_3 \varepsilon_2) e^{2i\kappa_2 d_2} + (\kappa_1 \varepsilon_2 + \kappa_2 \varepsilon_1)(\kappa_2 \varepsilon_3 + \kappa_3 \varepsilon_2)} \frac{k_\perp J_0(k_\perp \rho)}{\kappa_1} dk_\perp, \quad (2)\end{aligned}$$

Первый интеграл в (1), (2), вычисляющийся точно [7]

$$\frac{i l l}{4\pi} \int_0^\infty e^{i\kappa_1|z-z_0|} \frac{k_\perp J_0(k_\perp \rho)}{\kappa_1} dk_\perp = \frac{i l l}{4\pi} \frac{e^{i\kappa_1 r_-}}{r_-},$$

представляет векторный потенциал прямой электромагнитной волны, излучаемой диполем. Второй член в решении задачи Зоммерфельда (1) трактуется, как векторный потенциал электромагнитной волны, отраженной от границы раздела двух сред. Сравнивая вторые слагаемые в выражениях (1), (2), приходим к выводу о том, что выражения для напряженностей электромагнитного поля отличаются заменой выражения

$$\frac{\varepsilon_2 \kappa_1 - \varepsilon_1 \kappa_2}{\varepsilon_2 \kappa_1 + \varepsilon_1 \kappa_2}$$

выражением

$$\frac{(\kappa_1 \varepsilon_2 + \kappa_2 \varepsilon_1)(\kappa_2 \varepsilon_3 - \kappa_3 \varepsilon_2) e^{2i\kappa_2 d_2} + (\kappa_1 \varepsilon_2 - \kappa_2 \varepsilon_1)(\kappa_2 \varepsilon_3 + \kappa_3 \varepsilon_2)}{(\kappa_1 \varepsilon_2 - \kappa_2 \varepsilon_1)(\kappa_2 \varepsilon_3 - \kappa_3 \varepsilon_2) e^{2i\kappa_2 d_2} + (\kappa_1 \varepsilon_2 + \kappa_2 \varepsilon_1)(\kappa_2 \varepsilon_3 + \kappa_3 \varepsilon_2)}. \quad (3)$$

Аналогичные выражения получаются для векторного потенциала электромагнитного поля, создаваемого горизонтальным диполем Герца, расположенным вблизи границы раздела двух сред, а также в трехслойной диэлектрической среде в верхнем полупространстве:

$$A_{x1} = \frac{iIl}{4\pi} \int_0^\infty \left[e^{i\kappa_1 |z-z_0|} + \frac{\varepsilon_1 \kappa_1 - \varepsilon_2 \kappa_2}{\varepsilon_1 \kappa_1 + \varepsilon_2 \kappa_2} e^{i\kappa_1 (z+z_0)} \right] \frac{k_\perp J_0(k_\perp \rho)}{\kappa_1} dk_\perp,$$

$$A_{1z} = \frac{iIl}{4\pi} \int_0^\infty e^{i\kappa_1 |z-z_0|} \frac{k_\perp J_0(k_\perp \rho)}{\kappa_1} dk_\perp +$$

$$\int_0^\infty \frac{(\kappa_1 \varepsilon_1 + \kappa_2 \varepsilon_2)(\kappa_2 \varepsilon_2 - \kappa_3 \varepsilon_3) e^{2i\kappa_2 d_2} + (\kappa_1 \varepsilon_1 + \kappa_2 \varepsilon_2)(\kappa_2 \varepsilon_2 + \kappa_3 \varepsilon_3)}{(\kappa_1 \varepsilon_1 - \kappa_2 \varepsilon_2)(\kappa_2 \varepsilon_3 - \kappa_3 \varepsilon_2) e^{2i\kappa_2 d_2} + (\kappa_1 \varepsilon_1 + \kappa_2 \varepsilon_2)(\kappa_2 \varepsilon_2 + \kappa_3 \varepsilon_3)} e^{i\kappa_1 (z+z_0)} \frac{k_\perp J_0(k_\perp \rho)}{\kappa_1} dk_\perp, \quad (4)$$

Анализ (3), (4) показывает, что векторный потенциал вторичной волны зависит от электромагнитных характеристик каждой из составляющих рассматриваемой структуры. При этом трактовать данный коэффициент, как результат отражения от границы раздела первой и второй среды, аналогично предыдущему случаю, не удастся. В связи с тем, что электромагнитное поле вблизи диполя заведомо не является плоской волной, нельзя рассматривать полученные выражения, как результат суперпозиции плоских волн отраженных от границ раздела слоев, как это сделано в [3,4] при вычислении коэффициента отражения плоской волны от границы слоистой структуры. С нашей точки зрения, в данном случае второе слагаемое в выражении (2), (4) следует трактовать, как отклик многослойной (в рассматриваемом случае трехслойной среды), возбуждаемой диполем Герца. Отметим, что предлагаемая модель электромагнитного поля, в известной мере, аналогична модели электромагнитного поля, применяемой в геофизике при электроразведке [8]. Напомним, что здесь возбуждение исследуемого пространства осуществляется сверхнизкочастотными электромагнитными колебаниями (~100 Гц).

Таким образом, в отличие от ее традиционной постановки (см., например [9]), используемой в подповерхностной радиолокации, рассматриваемая задача оказывается эквивалентной обратной задаче разведочной геофизики (определение электродинамических параметров среды по измеренным характеристикам электромагнитного отклика исследуемого пространства при его возбуждении электрическим или магнитным диполями) и для ее решения целесообразно использовать методы решения обратных геофизических задач [9], или эвристический метод, основанный на сравнении результатов измерения напряженности поля электромагнитной волны, возбуждаемой в верхнем полупространстве, с численными решениями прямой задачи, полученными для различных структур и электрофизических параметров подстилающих сред. Особо отметим, что возможности современных компьютеров позволяют реализовать эвристический метод в реальном масштабе времени.

Литература:

1. V. E. Romanovsky, T. E. Osterkamp, Thawing of the active layer on the costal plain of the Alaskan Arctic, *Permafrost and Periglac. Proc.*, 8(1), 1–22, 1997.
2. <http://www.geotech.ru/apparatus/oko/>
3. <http://www.geotech.ru/apparatus/komplex-zhd/>
4. Финкельштейн М.И., Кутев В. А., Золотарев В.П. Применение радиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной геологии. М.: Недра, 1986.
5. Подповерхностная локация/ М.И. Финкельштейн, В.И. Карпухин, В.А. Кутев, В.Н. Метелкин. М.: Радио и связь, 1994.
6. Зоммерфельд О.А. Дифференциальные уравнения в частных производных физики. М.: ИЛ, 1950.
7. Панченко Б.А., Нефедов Е.И. Микрополосковые антенны. М.: Радио и связь, 1986.
8. Фейнберг Е.Л. Распространение радиоволн вдоль земной поверхности. М.: Наука, 1999.
9. Матвеев Б. К. Электроразведка при поисках месторождений полезных ископаемых. М., Недра, 1982.
10. Гринев А.Ю., Зайкин А.Е., Чебаков И.А. Определение электрофизических и геометрических параметров сред методом вычислительной диагностики// *Радиотехника*, 2001. № 3. С. 21–27.
11. Мартышко П.С. Обратные задачи электромагнитных геофизических полей. Екатеринбург: УрО РАН, 1996.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ УНАСЛЕДОВАННОСТИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ В ПРЕДЕЛАХ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО И ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНОВ.

Колтышева Е.С.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
novembr@e1.ru

Одним из важных геодинамических показателей эволюции земной коры является степень унаследованности развития тектонических зон. Коэффициент унаследованности (K_y) вертикальных тектонических движений по Уральскому региону и восточной части Восточно-Европейской платформы был рассчитан по Палеотектоническим картам СССР масштаба 1:5000000 под ред. Т.Н. Спизарского [1]. Исследования проводились вдоль широтных профилей с 45 по 70 градус с. ш. и с 42 по 66 градус в. д. Количественная характеристика степени тектонической унаследованности вертикальных движений получена по методике В.Б. Неймана [2]. Данные об амплитудах нисходящих и восходящих движений были взяты попофильно с каждой палеотектонической карты. Затем между смежными точками каждого профиля был рассчитан K_y в процентах. Полученные значения были разбиты на следующие градации: 1-33, 33-67, 67-100%; затем построена карта изолиний K_y с валдайского-юдомского времени по верхний триас. Наиболее информативными являются области с пониженными (<33%) значениями K_y , т.к. они отражают неустойчивость тектонического развития, наличие тектонических инверсий.

С севера на юг исследуемой территории выделяются секторы, прошедшие различное геотектоническое развитие. Это область Печорской и Мезенской синеклизы, Тиманской гряды, Волго-Уральской антеклизы, Прикаспийской синеклизы [3].

Выделяется меридиональная зона пониженных значений K_y на Уральской части исследуемой территории, в основном пространственно совпадающая с трогом поверхности Мохоровичича. В пределах этой зоны происходит значительное изменение характера физических полей, ей соответствуют высокоамплитудная и высокоградиентная гравитационная ступень, минимальные тепловые потоки, низкая суммарная намагниченность магнитоактивного слоя. Возникновение этой зоны очевидно связано с процессом коллизии палеозойских литосферных плит [4]. Отмечается изменение характера изолиний K_y пространственно соответствующее границам Уфимского выступа Русской платформы. По геофизическим данным здесь происходит довольно резкая ундуляция трога поверхности Мохо на восток с максимумом на 56 гр. с.ш. [5]. В геопоях эта зона ундуляции отличается пониженной основностью, минимальными неоген-четвертичными движениями, минимальной высотой современного рельефа и максимальной сейсмичностью.

гр. с.ш.

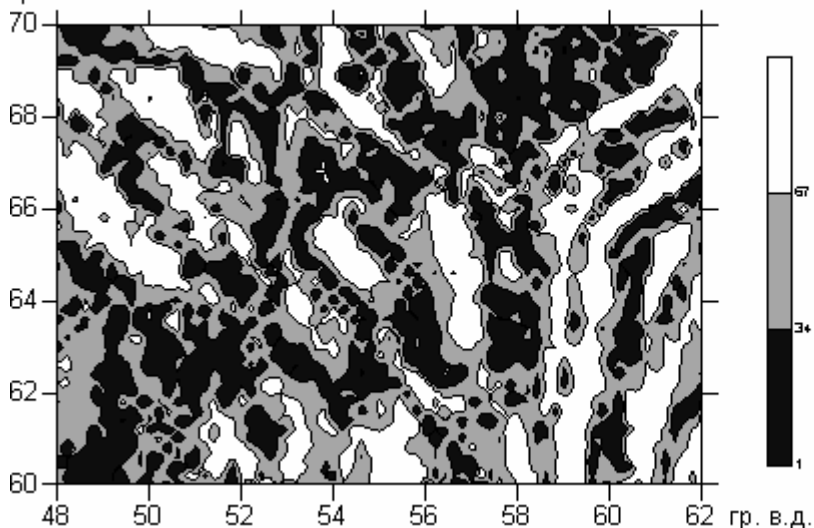


Рис. 1. Схема тектонической унаследованности Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (в %).

При сопоставлении схем степени унаследованности Тимано-Печорской (Рис.1) и Волго-Уральской (Рис.2) нефтегазоносных провинций видны следующие

закономерности. Наблюдается несколько зон как повышенной, так и пониженной степени тектонической унаследованности. Предуральский краевой прогиб в основном также выделяется понижением степени унаследованности. Сложно отражены границы ряда структур Печорской синеклизы и Тиманской гряды: зонами пониженных значений K_y выделяются Хорейверская впадина, Денисовский прогиб, Малоземельско-Колгуевская и Нерицкая моноклинали и другие более мелкие структуры. Для этих зон характерно субмеридиональное и северо-западное простирание, соответствующее направлениям ведущей группы разломов, которые определили контуры большинства структур 1-го и 2-го порядков [6].

гр. с.ш.

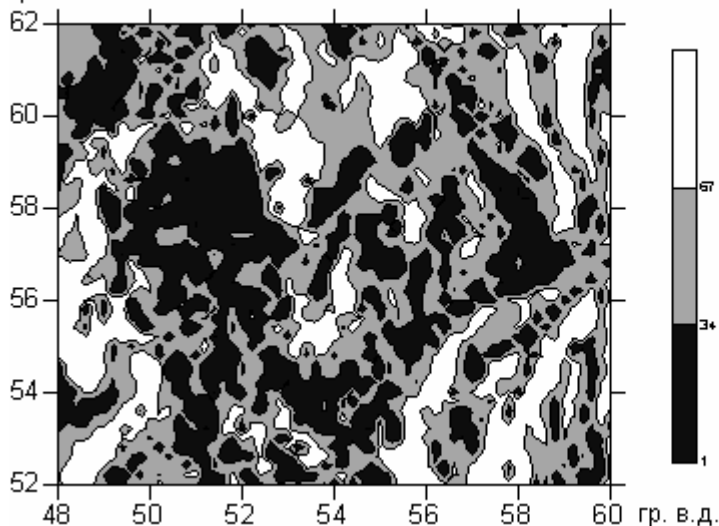


Рис. 2. Схема тектонической унаследованности Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (в %).

Значительные области пониженных значений K_y характерны для Волго-Уральской антеклизы. Эти области совпадают, в основном, со структурами Татарского и Оренбургского сводов, а также Башкирского свода и Юрюзаньской впадины.

При сопоставлении карт перспектив нефтегазоносности Тимано-Печорской [6] и Волго-Уральской [7] провинций со схемами степени унаследованности можно увидеть, что, в основном, пониженные участки коэффициента унаследованности вертикальных тектонических движений соответствуют областям с наибольшей плотностью извлекаемых перспективных и прогнозных ресурсов нефти и газа.

Литература:

1. Палеотектонические карты СССР. Масштаб 1:5000000. Объяснительная записка. ВСЕГЕИ. Науч. ред. Т.Н. Спизарский. Л.: 1974. 1977. 1982.
2. Нейман В.Б. Теория и методика палеотектонического анализа. М.: Недра, 1984. 80с.
3. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003.
4. Колтышева Е.С. Унаследованность тектонического развития как показатель эволюции земной коры Урала. В кн. Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Том 1. Мат. XXXIV Тектонического совещания – М.: ГЕОС, 2001. 400с.
5. Рыжий Б.П. Комплексные геофизические исследования земной коры Урала и его двумерная геолого-геофизическая модель. В сб. Геофизика 21 века. Екатеринбург, 2001.
6. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое // Екатеринбург: УрО РАН, 1998.
7. Перродон А. История крупных открытий нефти и газа: Пер. с англ. – М.: Мир, 1994. 255 с., ил.

ОСОБЕННОСТЬ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ЛОКАЛЬНОМ ПРОГНОЗИРОВАНИИ В РУДНЫХ РАЙОНАХ

Копылов М.И.

Федеральное государственное унитарное предприятие «Дальгеофизика», Хабаровск
kopylov@dalgeoph.ru

Задачи локального прогноза

Локальное прогнозирование является завершающей стадией прогноза месторождения. Следует выделить два вида прогноза — оперативный и долгосрочный. Оперативный прогноз осуществляется по ходу заверки рудных зон и тел геологическими маршрутами, канавами, скважинами. Долгосрочный прогноз проводится после многолетних поисково-оценочных и разведочных работ в рудных районах, узлах и базируется на обобщении и анализе имеющихся данных. Локальное прогнозирование проводится, когда уже объект (оловорудные поля, зоны) установлен, определены его пространственные границы. Особое внимание уделяется рудоконтролирующим факторам, в число которых входят особенности геологического строения, обуславливающие локализацию оруденения в пределах рудных полей. Обычно рассматриваются различного рода экранирующие поверхности, геодинамические, геохимические, петрофизические и механические барьеры, тектонические нарушения, структурные ловушки. Наличие барьеров и ловушек является одной из гарантий условий образования месторождений. Большое внимание уделяется изучению рудовмещающих факторов, включающих детальную характеристику вмещающих пород, распределение в них рудной минерализации. С этой целью анализируют пористость и трещиноватость вмещающих пород, играющих существенную роль в рудном процессе.

Площадные и околорудные метасоматиты

С явлением кислотного выщелачивания связана метасоматическая зональность вмещающих пород и рудных зон. К главным характеристикам зональности оруденения следует отнести: направление, структуру, контрастность, градиент и ряды зональности. Зональность часто изменяется как по простиранию (горизонтальная зональность), так и по вертикали (вертикальная зональность). Структура зональности определяется чередованием зон различного состава. Контрастность зональности определяется резким или постепенным переходом метасоматических пород и руд. Градиент зональности определяет расстояние, на котором распространяется оруденение или минерализация одного типа. Ряд зональности включает последовательную концентрацию элементов, минералов, руд и пород. Зоны метасоматически измененных пород и сопровождающие их геохимические и геофизические поля могут служить индикаторами происходящих рудных процессов, а также критериями оценки уровня эрозионного среза оловорудных, золоторудных, и др. полей и зон.

Оловянное оруденение образует промышленные концентрации в хлоритовых, турмалиновых, грейзеновых и пропилитовых метасоматитах [2]. В меньших количествах касситерит, либо касситерит и станин, устанавливаются в аргиллизитах, альбититах, актинолитах и микроклинитах. При этом следует подчеркнуть преимущественно комплексный характер оловянного оруденения при резко подчиненной роли минералов олова. Относительно мономинеральное оруденение фиксируется только в альбититах и микроклинитах.

Развитие в пределах района процессы биотизации, хлоритизации, серицитизации пород в физических полях не всегда находят четкое отображение, так как в большинстве случаев они сопровождаются вкрапленной сульфидной минерализацией. В отсутствие ее в поле r_k породы, затронутые этими процессами, отмечаются некоторым повышением значений электрического поля за 3000-5000 Ом, гамма активности (20-40 γ) и U, Th, K. В магнитном поле метасоматические породы картируются понижением значений ΔT до нулевых, также уменьшением величины параметров α , σ . В поле η_k , ΔUEP существенных изменений не наблюдается, чаще метасоматические породы фиксируется повышением значений этих параметров.. Сульфидная минерализация, как вкрапленная так и прожилковая, резко увеличивает диапазон значений всех геофизических параметров. Величина

сопротивлений уменьшается до первых десятков ом, величина η_k напротив увеличивается до 10-30%, ΔU_{EP} до 100-500 мВ, в зависимости от количества сульфидной минерализации, интенсивности трещиноватости, пористости и обводненности. Намагниченность метасоматических пород определяется количественным содержанием пирротиновой, магнетитовой минерализацией, которая в пределах их имеет крайне неравномерное распределение. Вкрапленная наложенная магнетитовая минерализация, как правило, фиксируется отрицательным магнетитовым полем от -50 до -250 нТл.

Одной из основных помех для геофизических исследований является наличие углифицированных образований в осадочных породах холдоминской свиты (Комсомольский оловорудный район), они вызывают интенсивные отрицательные аномалии ΔU_{EP} -100- -8 мВ; η_k (20-40%), электрические сопротивления понижается до 500-20 Ом. Другой помехой для геофизических исследований, служит наличие на некоторых участках Комсомольского, Кавалеровского оловорудных и Кировского, Верхнеамурского золоторудных районов графитизированных пород в юрской толще, которые также как и углифицированные вызывают повышение поля вызванной поляризации (-15-30%), естественного поля (-200 - -500 мВ), понижение электрических сопротивлений (до 50-500 Ом).

На основе указанных закономерностей изменение физических параметров от степени метасоматической проработки пород и наличия углифицированных и графитизированных пород был составлен определить метасоматических типов пород в табличной форме, который позволял по совокупности параметров их весу, определить ориентировочно тип метасоматитов. В свою очередь типы метасоматитов были разбиты условно на четыре группы, по степени их благоприятности для локализации рудных тел: I – весьма благоприятная, II – благоприятная, III – неопределенная, IV – не благоприятная.

Геофизические, петрофизические, геохимические критерии по выявлению рудных зон

В Комсомольском, Хинганском, Баджальском, Кавалеровском оловорудных районах накоплен значительный опыт по исследованию состава метасоматитов, по оценке эрозионного среза и перспективности рудных тел [1,2,3,4]. В последнее время широко использовалась в оловорудных и золоторудных районах методика по изучению изменений электрофизических свойств (электронная дырочная проводимость) арсенопирита, пирита и галенита, указывающих о непрерывном изменении состава рудоносных растворов. Для локального прогнозирования широко привлекаются и геохимические признаки по вторичным и первичным ореолам рассеяния. В качестве признаков используются средние, средневзвешенные содержания олова, золота, титана, меди и их спутников, линейные продуктивности, коэффициенты концентраций, коэффициенты горизонтальной и вертикальной контрастности и другие параметры. Особое место занимает изучение зональности рудных элементов, определяются ряды вертикальной, горизонтальной и концентрической зональностей, коэффициенты парных элементов (Sn/Pb; Sn/Cu; Sn/Ag; Sn/Bi, Au/Ag, Au/Cu, Au/Hg, Au/Bi и др.), мультипликативные и аддитивные. Другая группа элементов: калий, железо, уран и торий перераспределяются под воздействием рудоносных растворов, осаждаются одновременно с оловом, золотом, вольфрамом, медью и другими главными элементами.

Геофизические параметры на стадии локального прогнозирования наиболее многочисленны [3], основными из них являются поляризуемость (η_k), электрическое сопротивление (ρ_k), естественный потенциал (ΔU_{EP}), нестационарное магнитное поле, естественная радиоактивность (γ) и гамма-спектрометрические параметры (U, Th, K). К наиболее информативным из геофизических параметров относится η_k метода ВП, используемый в различных модификациях и целях. При поисках рудных тел в большей мере применяется ВП в модификации срединного градиента, комбинированного профилирования, ранней стадии ВП (РС ВП). Для их оценки на глубину и изучения морфологии рудных тел используется вертикальное зондирование (ВЭЗ ВП, МКП ВП, ТЗ ВП), временные характеристики вызванной поляризации (ВХ ВП) в скважинном варианте вертикальный профиль и трехэлектродное профилирование. Для прослеживания рудных тел на поверхности и на глубине (по разным горизонтам), изучения морфологии и падения часто

используется метод заряженного тела. Для увязки рудных тел между скважинами, скважинами и поверхностью применяется метод электрической корреляции (МЭК). Все перечисленные электроразведочные методы при поисках и оценке оловорудных тел касситерит-силикатной, касситерит-сульфидной, золоторудных тел золото-кварцевой, золото-сульфидной, титанорудных тел ильменит-магнетитовой, титаномagnetитовой, апатит-титаномagnetитовой и других формаций базируются на тесной пространственной связи оловянной, золоторудной, титанорудной и сульфидной минерализации, а также характерной зональности в их распределении.

В целом по району большинство рудных зон в геофизических полях проявляются однотипно интенсивными отрицательными аномальными значениями ΔU_{EP} и положительными высокими значениями η_k . В поле r_k они фиксируются не всегда однозначно, но в большинстве случаев пониженными значениями электрических сопротивлений, в зависимости от вмещающей среды. В магнитном поле часть зон и их отдельные интервалы проявляются довольно контрастно (Лучистая, Длинная, Дальний интервал, Северная, Геофизическая, Силинская) аномальными значениями ΔT , остальные зоны не нашли отображения.

По концентрации радиоактивности элементов, в геофизических параметрах U, Th, K и общей γ активности рудные зоны фиксируются выносом этих элементов из ядра рудных тел в их зальбандовые части. По данным Ю.Л. Шахновича [4], высокое значение коэффициента корреляции между ураном и торием надежно свидетельствует о безрудности зон минерализации, а низкое, с высокими концентрациями калия, говорит об интенсивном гидротермальном процессе. Золоторудные поля характеризуются повышенными полями U и Th в центральной части, выносом калия и привносом его в периферическую часть

По величине магнитной восприимчивости (α) и плотности (σ) рудные тела фиксируются различной величиной значений в зависимости от их внешнего чехла и вмещающей среды. Пропилитовый чехол зон четко фиксируется понижением значений α и σ ; кварц – серицит – хлоритовый в амутской эффузивно-осадочных породах отображается также понижением значений α и σ , а в юрских некоторым их повышением. Ядро рудных тел представленных в большинстве случаев кварц-турмалиновым составом с сульфидной минерализацией, как правило, выделяется высокими значениями σ не зависимо от вмещающей среды, по величине значений α ядро зон фиксируется высокими значениями в случае присутствия пирротинный или магнетитовый минерализации. Исходя из приведенной характеристики геофизических параметров над рудными зонами были составлены обобщение геолого-геофизические модели для рудных зон линейного и штокверного типов для Комсомольского района. На приведенных обобщенных моделях показана и геохимическая зональность элементов, так как их пространственное положение и характеризует интенсивность геофизических полей. Обобщенные модели составлены с учетом эрозионного среза рудных тел. В амутских в эффузивно-осадочных образованиях, где отмечается наличие слепых рудных тел, последние в геофизических полях отмечается не всегда четко, аномалии в большинстве случаев носят «расплывчатый» характер. Рудные тела, залегающие в осадочных образованиях, напротив, как правило, фиксируются интенсивными контрастными геофизическими аномалиями.

Обсуждение результатов

Одним из главных вопросов при прогнозировании является выбор факторов, признаков, на основе которых производится локальное прогнозирование. Насколько выбранные факторы играют определяющую роль в процессе рудоотложения, настолько будет точен прогноз в отношении выделенных рудных тел. Как показывает опыт прогнозирования в Комсомольском, Кавалеровском, Хинганском оловорудных, Березитовом, Кировском, Верхнее Амурском золоторудных районов, увеличение числа факторов не увеличивает достоверность прогноза, а в большинстве случаев создает дополнительные трудности в методике прогнозирования, в появлении “шумов” и неопределенности в признаковом пространстве. Кроме того, сама методика локального прогноза на сегодняшний день не имеет фундаментального системного подхода и принципиальных разработанных

основ. В связи с этим в каждом рудном районе исследователи используют свои идеи и методику локального прогнозирования, выбирая различные факторы, критерии. Достоверность локального прогноза в целом невелика и зависит от знаний и интуиции исследователя, особенностей локализации руд в изучаемом районе.

Литература:

1. Бакулин Ю.И., Гагаев В.Н. Критерии и методика комплексной оценки рудных районов. М. Наука, 1978. С.31-66.
2. Крюков В.Г, Копылов М.И. Метасоматиты оловорудных районов Приамурья // Геология и геофизика Приамурья. Хабаровск. 1997. С.144-150.
3. Копылов М.И., Плотницкий Ю.Е., Родионов С.М., Романовский Н.П. Хингано-Олонойский оловорудный район. Владивосток. ДВО РАН. 2004. С.40-228.
4. Шахнович Ю.Л. Радиоактивные элементы в зонах оловянной и золотой минерализации // Методы рудной геофизики. Ленинград, 1989. С.79-86.

ИЗУЧЕНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Копылов М.И.

Федеральное государственное унитарное предприятие «Дальгеофизика», Хабаровск
kopylov@dalgeoph.ru

Общая характеристика глубинного строения оловорудных районов

Мощность земной коры в пределах оловорудных районов Приамурья по данным ГСЗ и расчетам гравитационного поля составляет 34–44 км. Наибольшая мощность неметаморфизованных осадочных отложений установлена для Кавалеровского и Комсомольского рудных районов. В Хинганском районе они отсутствуют, здесь на породах кристаллического фундамента залегают вулканические образования мощностью до 2,5 км. Для верхней части гранитно-метаморфического слоя в оловорудных рудных районах, характерна скорость 5,6–6,0 км/с, для нижней части – 6,1–6,5 км/с, для гранулит-базитового – 6,6–7,5 км/с, для поверхности Мохо 7,8–8,2 км/с. По результатам лабораторных определений в Комсомольском, Кавалеровском, Хинганском, Баджалском оловорудных районах скорость продольных волн на образцах составила: для верхней части гранитно-метаморфического слоя 5,5–6,0 км/с, нижней 6,1–6,6 км/с, гранулит-базитового 6,4–7,0 км/с. В вулканогенно-осадочном слое отмечаются более значительные пределы колебаний скорости: она изменяется от 4,0–4,5 км/с до 6,7–7,4 км/с. По данным ГСЗ, вулканогенно-осадочный слой характеризуется скоростями от 4,5 км/с в Хинганском до 5,5 км/с в Комсомольском, Кавалеровском районах.

К наиболее типичным и изученным оловорудным районам юга Дальнего Востока относятся Комсомольский и Хинганский районы, особенности их глубинного строения по геофизическим данным приводятся ниже.

Комсомольский оловорудный район. По морфологии гравитационного поля Комсомольский рудный район отображается как единая кольцевая морфоструктура с радиусом 42 км, усложненная наложенными по ее периферии современными депрессиями. Аналогичная картина наблюдается и по материалам морфологического анализа рельефа, построенного с разными радиусами осреднения. Фрагментарно, внутри кольцевой морфоструктуры, выделяется еще два концентрических с радиусами 26 и 16 км. В эпицентр этой морфоструктуры входит Силинский интрузивный массив и Амурская мульда, в целом он смещен в северо-восточном направлении от принятого по геологическим данным эпицентра – Центрального свода. Наличие в пределах морфоструктуры интрузивных массивов (Силинского, Чалбинского, Пурильского, Лево-Хурмулинского и др.) вулканических построек позволяет ее отнести к структурам очагового типа (ОС).

Разрывные структуры района, по-видимому, формировались в условиях сжатия с северо-запада и юго-востока. Складкообразование, начавшееся в результате этого сжатия, в верхней юре привело к формированию серии взбросов и надвигов северо-западного простирания на северо-западе района и поперечных (субширотных) разломов по отношению к складкам в центральной части.

Глубина заложения очаговой структуры Комсомольской ОС оценивается 80-100 км, т.е. связана с мантийным источником. Наиболее интенсивное изменение поля Δg и его полного горизонтального градиента отмечается в центральной части ОС, где они вытянуты полосой в меридиональном направлении. На этой оси располагаются ОС второго порядка: Силинская, Лево-Хурмулинская, Курмиджинская, Элиберданская, что однозначно указывает на наличие здесь глубинного разлома. Выделяемый разлом глубинного заложения (названный автором Комсомольским), трассируется далее на север и юг в поле Δg , ΔT и морфометрии рельефа на протяжении более 200 км. Учитывая, что на оси этого разлома, располагаются все очаговые структуры, он мог служить проницаемым своеобразным каналом сообщения мантии с поверхностью. Вероятно, на его пересечении с разломом субширотного простирания и происходило внедрение магматизма, формирование ОС и центрального сводового поднятия, которое развиваясь, изменило облик кольцевой

морфоструктуры, превратив ее в овальный свод северо-восточного простирания. В период же рудообразования, вероятно, происходило незначительное перераспределение главных осей напряжений, от первоначальной их ориентировки северо-западного направления. В такой обстановке, в основном, формировались и активизировались разрывы субмеридионального направления. Наиболее активно образование разрывных нарушений происходило в пределах центральной части ОС, насыщенной магматическими и метасоматическими образованиями, гетерогенный их состав способствовал более интенсивному возникновению различных деформаций (из-за хрупких свойств среды, по сравнению с пластичной, песчано-сланцевой толщей вмещающих пород).

По данным выполненного моделирования полей напряжений (Брянский, 1992) на основе использования гравитационных и сейсмических материалов, главные напряжения сосредоточены в приконтактных зонах разуплотненного блока. В западной части блока происходит чередование зон сжатия и растяжения, а в восточной только сжатия. Максимальные напряжения составляют 10 МПа, что близко к прочности горных пород.

Опорными для разреза являются две региональные границы: поверхность кристаллического фундамента (К) и поверхность Мохо (М), в пределах Горинского синклинория в осадочном чехле еще выделяются палеозойский и мезозойский структурные этажи. На глубинах 10-15 км картируется промежуточный слой, характеризующийся повышенной расслоенностью. В этом слое выделяются интенсивные границы по МОВЗ и ГСЗ, по данным последних, скорость продольных волн уменьшается с 6,5 до 6,2 км/с. Результаты зондирования верхов мантии подтвердили наличие в структуре мантии и низкоскоростного слоя на глубинах 75-150 км.

Мощность первого низкоомного слоя по данным МТЗ составляет 6-9 км, второго высокоомного 40-60 км. Подстилающий и высокопроводящий горизонт приподнят до 60-70 км, по сравнению с другими районами Дальнего Востока, где он залегает на глубине 100-200 км. Второй горизонт с низким сопротивлением 10-25 Омм вероятно связан с зоной частичного расплава вещества в верхней мантии.

На глубине 10-25 км инверсионными скоростными границами отмечаются очаговые структуры, причем от границы Мохо к поверхности происходит факелообразное расширение их фронта. Возможно, так отображаются в динамике объемных волн P_5 проникаемая зона мантийного палеоочага и внутрикоровых очаговых структур, в пределах которых и формируются рудно-магматические системы.

По приведенному в монографии (Брянский, 1992) геотерметрическому расчетному разрезу, на котором повышенными значениями теплового потока 80-90 мВт/м² на глубине 16-25 км выделяется интервал под Комсомольским рудным районом, в его пределах может происходить частичное плавление. Эти данные позволяют более утвердительно определять наличие здесь высоко проницаемой зоны, по которой происходит движение подкорового вещества.

По данным Э.Н. Лишневого (1980) здесь выделяется гипотетический плутон, палеоочаг которого предположительно зародился на глубине 70 км. Причина глубинного разуплотнения блока в пределах Комсомольского рудного района, вероятно, может быть объяснена геодинамическими условиями формирования ОС. В верхней части (до глубины 15 км) консолидированной коры, разуплотнение традиционно объясняется гранитизацией, но, по мнению автора, в пределах Комсомольского рудного района, особенно в его верхней части разреза, разуплотнение обусловлено не за счет внедрения батолита, а за счет метаморфизма, метасоматоза пород и насыщение их интрузиями по проницаемой зоне глубинного Комсомольского разлома. Так для Комсомольского района, в режиме растяжения земной коры, который происходил при образовании рифтовой зоны, мантийные расплавы проникали до земной поверхности, предпочтительно по стволовым каналам Комсомольского глубинного разлома. С этим связано и образование надразломных вулканических депрессий - Западной, Восточной грабен-синклиналей и Амутской мульды. В режиме сжатия земной коры фронт мантийных расплавов отступал вниз на гип- и мезоабиссальную глубину, где формировались серия интрузий – Силинская, Лево-Хурмулинская, Курминджинская,

Пурильская. В этих условиях потоки газов инфильтровали через нарушения и складчатые этажи, обусловили преобразования пород, метасоматоз и рудообразование. Условия метаморфизма и рудообразования на разных уровнях вертикальной колонны, вероятно, были различны, так как изменяются не только РТ среды, но и степень окисленности флюида.

Рассмотрим особенности глубинного Амутской мульды по данным ДОЗ (АВ=20 км), впервые выполненные в Комсомольском районе по центральному профилю. Кривые ДОЗ имеют весьма сложный характер в связи с вертикальной складчатостью юрских образований, наличием в разрезе интрузивных и субвулканических тел, метасоматической проработки вмещающих пород. С целью проведения количественной интерпретации кривые ДОЗ были пересчитаны в кривые ВЭЗ с помощью линейных фильтров на ЭВМ. По данным количественной и качественной интерпретации кривых r_k , построен геолого-геофизический разрез, где довольно четко выделяется верхняя андезитовая пачка амутской свиты, в пределах которой повышенными локальными аномалиями сопротивлений и ΔT фиксируются экструзивные тела андезитов. Туфогенная пачка нижней части амутской свиты выделяется некоторым понижением сопротивлений. Маркирующий горизонт туфовых порфиров не нашел отображения на кривых ДОЗ, вероятно из-за его малой мощности. Холдоминская свита, залегающая в большей степени на метасоматически измененных породах песчано-алевролитовой толщи юры, отмечается заметным понижением сопротивлений (до 1500-1800 Ом), по отношению к юрским образованиям, имеющим значение r_k 2100-3000 Ом. В пределах юрских образований, высокими сопротивлениями (3000-8000 Ом м) выделяются тела столбообразной формы, вероятно, отвечающие штокообразным, дайкообразным, сложным по морфологии интрузивным телам диорит-гранодиоритового состава (рис.11). Довольно однозначно выделяются понижением сопротивлений до 1000-1500 Ом м кровля палеозойских пород – триаса, представленной сланцевой толщей. Границы кровли триасовых пород погружаются с севера на юг своеобразными ступенями, под Амутскую мульду, образуя воронкообразную форму. Тектонические нарушения довольно четко картируются в поле временных разрезов МОВ проведенных по трем профилям, особенно в верхней, слоистости части разреза, по потере корреляции их границ. Из выделяемых тектонических нарушений, особенный интерес, заслуживает Ленинградское, имеющее пологое северное падение, отвечающее зоне надвига. Угол падения надвига не постоянен, по сейсмическим данным намечается с юга на север его выполаживание.

Хинганский оловорудный район. Наибольший интерес представляет морфология РС Хинганского рудного района по данным глубинных исследований МОВЗ и МТЗ. По конфигурации изолиний ρ (МТЗ) и инверсных границ выделенная зона на глубине 30–50 км выполаживается и от нее обособляются две коромантийные диапировые структуры. Первая (восточная) имеет высокие сопротивления, а вторая (западная), непосредственно находящаяся под восточной окраиной Хингано-Олонойской вулканотектонической структуры (ВТС), отмечается низкими значениями сопротивлений. В первом случае это «отмирающий» канал, а втором действующий, по которому вероятно и происходило движение рудно-магматических растворов. По своей морфологии и набору структурно-формационных элементов первая может представлять собой зону субдукции. На геологической карте [Мартынюк, 1986] здесь выделяются: внешняя дуга, представленная андезитами, междуговой Бирский прогиб, внутренняя вулканическая дуга (андезиты), слабовыраженный тыловой прогиб и краевой Хингано-Баджальский вулканический пояс. Охарактеризованная зона является, вероятно, выположенной зоной Заварицкого–Беньюфа, по ее каналам происходило формирование Хингано-Олонойской, возможно, и Баджальской, а также ВТС Комсомольского рудного района.

Вытянутость в субмеридиональном направлении по данным МОВЗ слоев с пониженными скоростями, указывает на то, что формирование Хингано-Олонойской очаговой структуры происходило в условиях растяжения в субширотном направлении, а сжатия – в субмеридиональном. Учитывая большую вытянутость нормальных скоростных границ по сравнению с инверсионными границами скоростей, следует признать преобладание деформаций сжатия, происходящих при развитии очаговой структуры. В этом

плане особый интерес представляет поверхность границы Мохо, построенная по профилям МОВЗ, которая имеет здесь овальную форму, вытянутую в субширотном направлении. При средней мощности земной коры 32 километра, а в районе Карадубской группы месторождений до 36 км, граница поверхности Мохо, редуцированная на дневную поверхность, практически близка к границе депрессионной структуры, особенно на севере и юге. В первом случае она совпадает с выделяемым мантийным Салокачинским разломом, во втором - с Кимканским разломом, мантийного заложения. Мощность тектонически ослабленных зон этих разломов указывает на то, что в процессе эволюции очаговых структур они также неоднократно на разных стадиях геодинамического режима испытывали перемещения. Стволы этих разломов служили, вероятно, своеобразной дренажной системой подъема из нижних очагов частично расплавленных масс коры и верхней мантии к периферическим очагам и далее к дневной поверхности. Перемещение мантийного вещества вверх обусловило погружение границы Мохо на глубину до 36 км, при средней глубине ее 32 км. Приуроченность к этим структурам очагов концентрации сейсмической энергии, очевидно, указывает на импульсный характер их роста за счет периодической разгрузки напряжений, длительно накапливающихся в этих очагах.

Обсуждение результатов

По данным геофизических исследований мощность верхней части гранитно-метаморфического слоя под оловорудными районами изменяется от 15 до 21 км, нижней от 12 до 18 км, и гранулит-базитового от 23 до 35 км. Интересным представляется отношение мощностей гранитно-метаморфического и гранулит-базитового слоёв в пределах оловорудных районов и областей, которое изменяется в диапазоне от 0 до 0,8, в неоловоносных его величина больше 1,0.. Выявленную закономерность соотношения между этими слоями можно использовать как критерий для определения возможной оловоносности исследуемых территорий юга Дальнего Востока

Литература:

1. Брянский Л.И. Бормотов В.А. Гравитационная модель глубинного строения Комсомольского рудного района. Тихоокеанская геология, №1, 1986. С.119-122.
2. Копылов М.И., Плотницкий Ю.Е., Родионов С.М., Романовский Н.П. Хингано-Олонойский оловорудный район. Владивосток-Хабаровск. ДВО РАН. 2004. С.11-252.
3. Лишневецкий Э.Н. Глубинное строение Комсомольского рудного района по геофизическим данным // Геология рудных месторождений №6, 1980. С.87-96.

РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ КИНЕМАТИЧЕСКОЙ ЗАДАЧИ ПО ГОДОГРАФАМ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН, ПОЛУЧЕННЫМ НА ОДНОЙ ИЗ ПЛОЩАДЕЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Кочнев В.А., Звягин П.А., Поляков В.С.

*Институт вычислительного моделирования СО РАН, Красноярск
kochnev@icm.krasn.ru*

Приводится результат уточнения модели среды и статических поправок по профилю протяженностью 8 км с использованием адаптивного метода решения систем алгебраических уравнений. Отмечается повышение качества результирующего временного разреза.

Краткое и емкое название направления «Кинематическая интерпретация годографов» — одно из любимых в первых работах С.В. Гольдина. Один из пакетов, созданных под его руководством, носил название КИНГ. Пакет использовался для моделирования и оценки параметров среды по отраженным, преломленным и другим волнам [1].

В данном докладе будет представлено направление кинематической интерпретации, связанное с оценкой параметров модели среды и статических поправок по годографам отраженных волн.

В период появления первых компьютеров, имевших малую память и быстроедействие, годограф — массив (или вектор) времен прихода прямых, преломленных и отраженных волн — составлял основу сейсмических данных, вводимых в компьютер для решения обратных задач. Одной из наиболее популярных задач была оценка эффективных скоростей по годографам отраженных волн. На разных машинах в разных организациях было создано несколько программ для решения этой задачи. Для исключения влияния неоднородностей верхней части разреза (ВЧР) использовались разностные годографы.

С появлением цифровой записи сейсмических трасс, с увеличением памяти и быстрогодействия ЭВМ, с появлением многократных систем наблюдения на первый план вышла задача оценки не только скоростных параметров модели среды, но и неоднородностей ВЧР. Учет их позволяет получать четкое изображение разреза. Но четкий временной разрез не всегда дает правильную картину структурного плана отражающих горизонтов. Наиболее сильные искажения возникают при больших в плане и глубине неоднородностях ВЧР. В связи с этим создавались различные специальные программы для исключения влияния длиннопериодных неоднородностей (например, SATLW в системе SOS фирмы CGG). Проблема эта остается актуальной до сих пор, особенно при обработке 3D-наблюдений.

Наиболее радикальным способом решения этой проблемы является оценка параметров всей модели (верхней и глубинной) через решение систем алгебраических уравнений. Для преодоления многих математических трудностей понадобился особый — адаптивный — подход к решению систем алгебраических уравнений. Постановка задачи, метод решения и результаты этого подхода приведены в работах [2, 3]. Технология, созданная с участием Г.А. Устюжанина для БЭСМ-6 использовалась в производственном режиме для обработки наиболее сложных площадей с неоднородной верхней частью разреза. В настоящий момент технология создается для персональных ЭВМ. Результаты исследования новой версии адаптивного алгоритма представлены в работе [4].

В данном докладе приводятся первые результаты, полученные по профилю 2D по одной из площадей Западной Сибири.

Для решения обратной кинематической задачи был выбран профиль протяженностью 8 км. С помощью алгоритма автоматического прослеживания годографов по горизонту Б было получено 157 годографов. Общее число всех точек годографов, а, следовательно, и уравнений, составило 14767. Число неизвестных — 958 (из них поправок на пунктах взрыва и приема соответственно 157 и 161, нулевых времен и скоростей на 320 общих симметричных точках — 640). Начальные приближения параметров заданы константами и видны на последующих графиках.

Данная система уравнений решалась на ПЭВМ с использованием адаптивного метода. На первых 4 итерациях уточнение параметров велось только по ближним точкам годографов (удаление ПВ—ПП не более 250 м). На последующих 10 итерациях в процесс уточнения включались точки со средними удалениями (до 2000 м). Наконец, на последних 10 итерациях уточнение параметров проводилось по всем точкам.

На выполнение всех 24 итераций уточнения потребовалось около 5 с машинного времени. В результате средняя квадратическая невязка уменьшилась с 7,18 мс до 2,64 мс.

На рис. 1а и 1б приведены временные разрезы, просуммированные соответственно с априорными статическими поправками и с поправками, полученными при решении обратной задачи. Как утверждают специалисты, разрез на рис. 1б обладает лучшей прослеживаемостью.

На рис. 2а и 2б показаны априорные (ровные линии) и уточненные значения статических поправок соответственно за ПП и ПВ. Полная статическая поправка за пункт взрыва состоит из суммы двух компонент, одна из которых вычисляется с помощью линейной интерполяции на основе поправок за ПП (рис. 2а), а вторая уточняется независимо в процессе решения обратной задачи (рис. 2б).

На рис. 2в видим априорные (ровная линия) и уточненные значения нулевых времен. Амплитуда изменения значений составляет около 6 мс. Ниже (рис. 2г) видим априорный и уточненный графики эффективной скорости. Предел изменения уточненных значений составляет около 10 м/с. Наконец, на рис. 2д показаны результирующие графики глубины отражающей границы. Амплитуда изменения уточненных значений не превышает 15 м.

Используя адаптивный метод решения систем уравнений, удалось уточнить априорные значения статических поправок, что позволило получить более качественный, лучше разрешенный временной разрез. Также удалось уточнить глубинные параметры модели среды, которые в данном случае изменяются незначительно. В докладе будут приведены результаты, полученные по другим профилям.

Литература:

1. Гольдин С.В., Черняк В.С., Судварг Л.П. Система КИНГ (Пакет программ кинематической интерпретации отраженных сейсмических волн). Новосибирск. 1980.
2. Кочнев В.А. Адаптивное прослеживание сейсмических волн и оценка их параметров. // Геология и геофизика, 1983, №2. С. 95–104.
3. Кочнев В.А. Адаптивные методы интерпретации сейсмических данных. Новосибирск: Наука. Сиб. отд. 1988.
4. Кочнев В.А., Звягин П.А. Исследование решения обратной кинематической задачи МОВ с использованием адаптивного метода. // Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Четвертые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. Екатеринбург: Ин-т геофизики УрО РАН, 2007. С. 50–52.

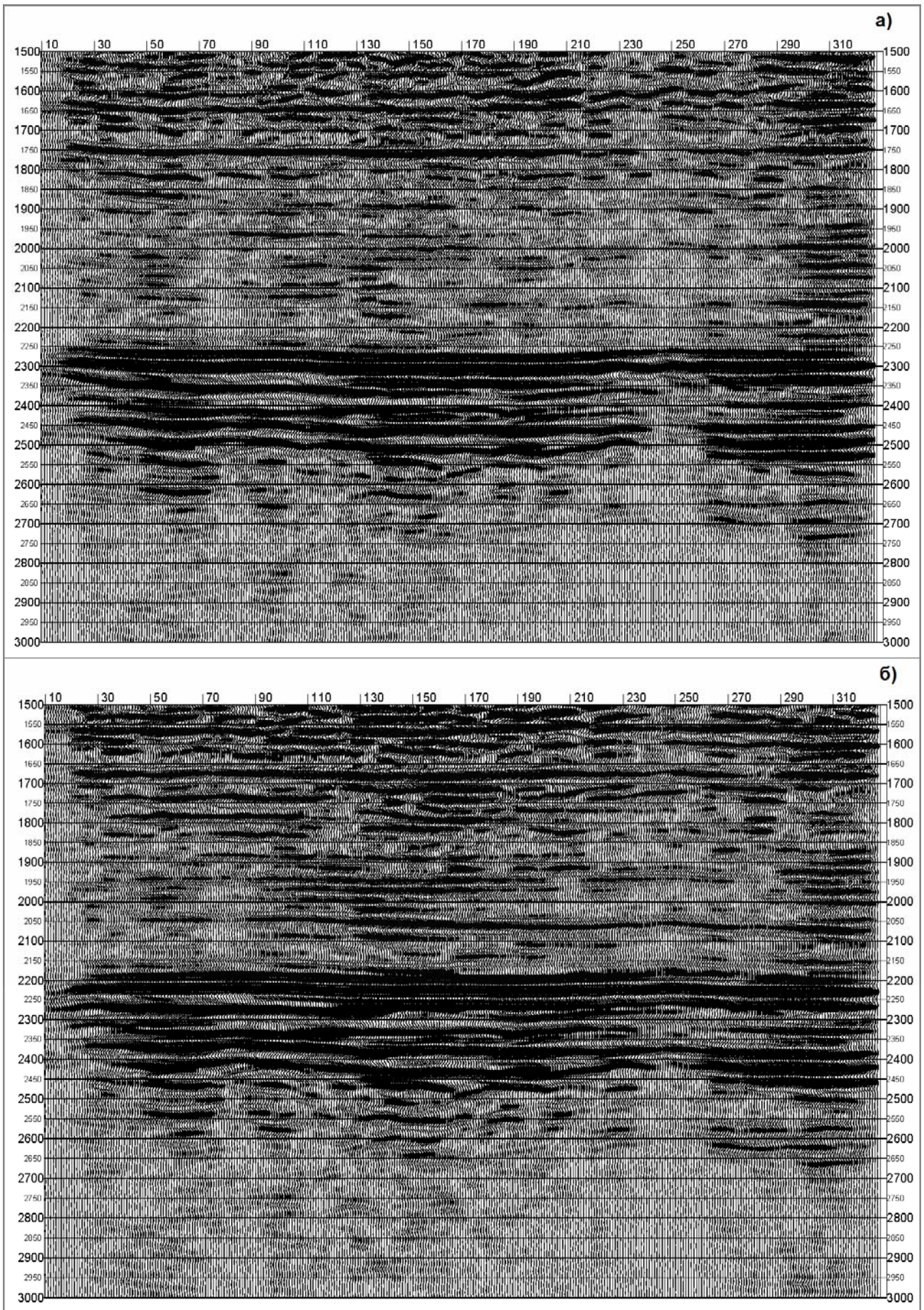


Рис. 1. Временные разрезы с априорной (а) и уточненной (б) статикой.

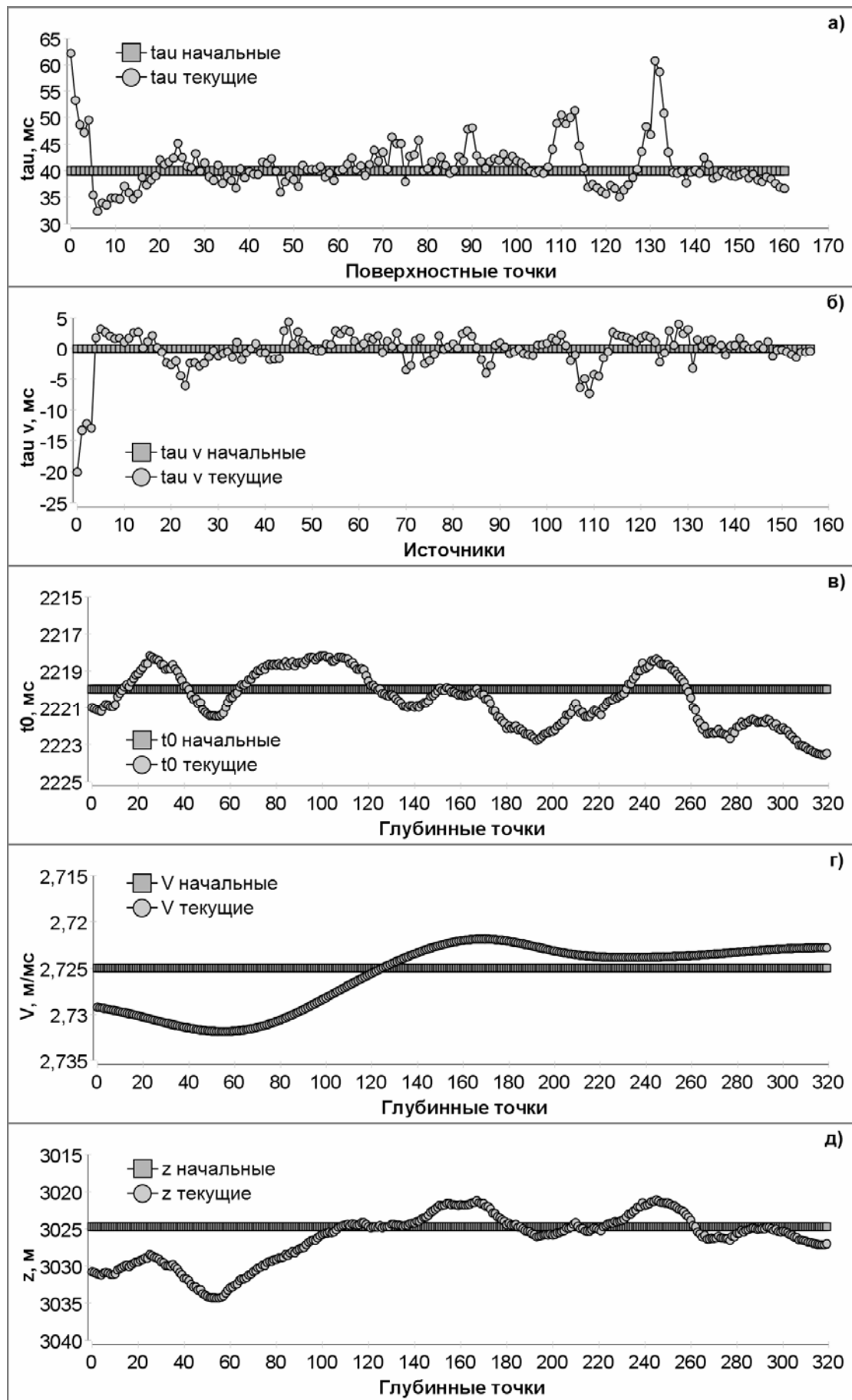


Рис. 2. Результаты уточнения статических поправок за ПП (а) и ПВ (б), нулевых времен (в), эффективных скоростей (г) и результирующий график глубин (д).

ЭКСПЕРИМЕНТ ПО УТОЧНЕНИЮ ОДНОРОДНО НАМАГНИЧЕННОГО 6-СЛОЙНОГО ШАРА ПО МАГНИТНОМУ ПОЛЮ ЗЕМЛИ

Кочнев В.А., Гоз И.В.

Институт вычислительного моделирования СО РАН, Красноярск
kochnev@icm.krasn.ru

Условия эксперимента

Модель шара включает 6 слоев. Первые три слоя моделируют северное полушарие, остальные – южное. Радиусы границ слоев – 6400, 6000 и 3200 км. Каждый слой аппроксимируется прямоугольными призмами с горизонтальными размерами 400x400 км. Высота призмы определяется вертикальной толщиной слоя в центре призмы. Таким образом, центральные призмы слоев имеют высоту 400, 2800 и 3200 м. За пределами сферы их мощности приняты равными 0.01 км. Принята декартова система координат с началом в центре шара (рис.1а). Положительные направления по оси Z-к северному полюсу, ось X пересекает поверхность шара в точке 90° восточной долготы, ось Y – в точке 180°. Сама модель в плане имеет размерность 31x31, с учетом боковых блоков – 35x35x6 блоков. Намагниченность всех блоков принята равной 7440 нТл. Точки расчета магнитного поля находятся на центральной оси блоков на заданной высоте от поверхности шара. Всего поверхностей расчета поля принято 2. Одна над северным полушарием, другая – над южным.

На рис.1б видим модельное поле, рассчитанное от однородного шара. Как видно, минимальные значения имеем в диагональной части модели, а максимальные – на полюсах. Пределы изменения от 10000 до 60000 нТл. Естественно, абсолютные значения магнитных полей в северном и южном полушарии одинаковы.

Магнитное поле, рассчитанное в этих же точках по модели WMM-2005 (эпоха 2000 г) [3], видим на рис. 1в и 1г. На рисунке нанесены примерные положения городов мира: Лондон (LON), Екатеринбург (ЕКТ), Красноярск (KRS), Токио (ТОК), Оттава (ОТВ), Канберра (СНВ), Пуэрто-Аренас (РАР). Как видно, оба поля являются асимметричными и меняются в пределах от 8000 до 61000 нТл. В поле северного полушария выделяются два максимума. Условно назовем их «якутский» (на рисунке – справа) и «канадский» (слева). Поле южного полушария имеет сильный максимум («австралийский») и четко выраженный минимум («южноамериканский»).

Обратная задача

Обратную задачу будем решать с использованием пакета ADM-3D [1] при следующих условиях. Начальная намагниченность во всех блоках вертикальная и равна 7440 нТл. Погрешность начального приближения примем равными 100 для 1 и 6 слоев, 200 для 2 и 5 и 300 для слоев ядра. Погрешность исходных данных примем равными 1000 нТл. Время счета составило 12 мин. Ниже приведены невязки после каждой итерации.

	1 итерация	2 итерация
Северный	4514	1532
Южный	7343	2276

Как видно, процесс уточнения сходится. Наибольшие разности между исходным и модельным полем имеем в области экваторов, но они занимают узкое пространство. В основном же они колеблются в пределах -1000 ; $+1000$ нТл.

В результате получена трехмерная модель намагниченности шара. Это дает возможность рассмотреть модель в большом количестве сечений. Рассмотрим распределение намагниченности в верхнем слое (рис.1д,е). В северном полушарии отчетливо выделяется аномалия пониженной намагниченности, проходящая через полюс и вытянутая вдоль

нулевого меридиана. В западной и восточной части ближе к экватору выделяются максимумы, достигающие 10000 нТл. Распределение намагниченности в слое 1 симметрично относительно нулевого меридиана. Минимум намагниченности близок к 6000 и максимум к 13000 нТл.

Распределение намагниченности в слое 6 (поверхность южного полушария) является асимметричным. Четко выделяется положительная и отрицательная аномалия. Изменение свойств идет в положительном направлении. Напряженности изменяются от -137 до 14000 нТл.

На разрезах модели, проходящих по поперечному и диагональному сечениям видим симметричную модель в северном полушарии и асимметричную в южном, что и подтверждается графиками магнитного поля (рис.2в,г). Исходные и подобранные кривые практически точно совпадают и отличаются только в краевых частях, что видно по графикам разности этих полей. На рис.2д,е видим трехмерные модели намагниченности шара. В докладе приводятся результаты, полученные по более детальной модели.

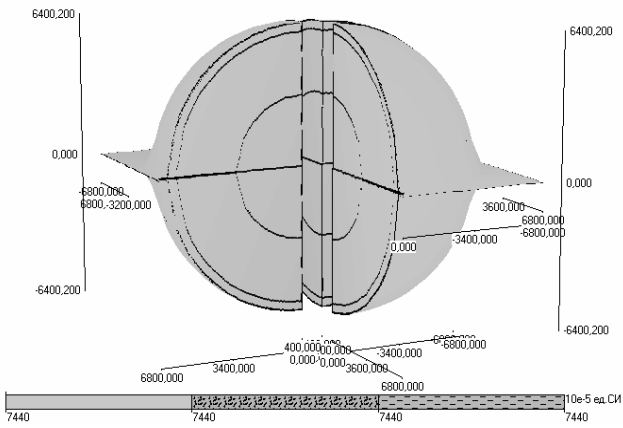
Выводы

1. Получена 6-слойная модель намагниченности шара, дающая магнитное поле, близкое к модели нормального поля Земли. Намагниченности меняются от -100 до 13700 нТл, то есть в пределах реально известных по измерениям свойств горных пород.

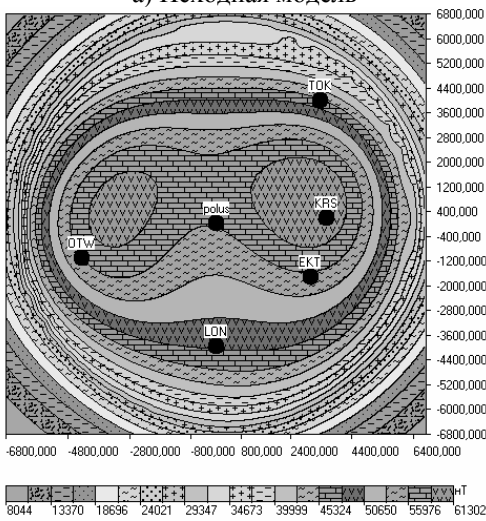
2. Аномалии намагниченности верхнего слоя смещены в сторону экватора. Это вызвано, в частности, тем, что в полюсных частях слой близок к пласту, в котором аномалии стремятся к нулю или слабо выражены. В экваториальных областях они близки к вертикальным объектам и, соответственно, дают большие аномалии. Изменение намагниченности в этих участках модели приведет к сильному изменению магнитного поля всего шара, в том числе и на полюсах.

Литература:

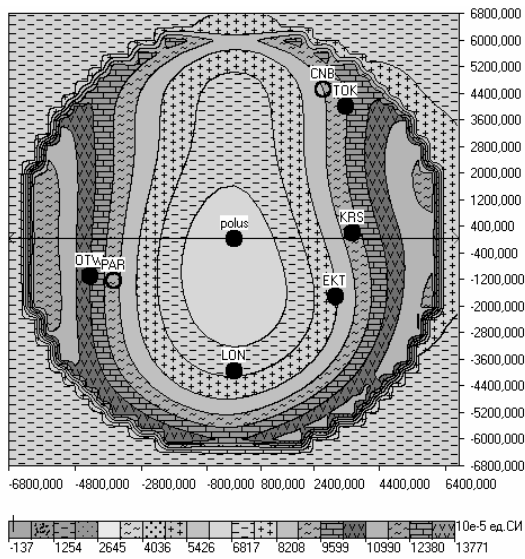
1. Кочнев В.А., Гоз И.В., 2006. Нераскрытые возможности магнитометрии. Геофизика, №6. С.51-55
2. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Изд. Ленинградского университета. 1978. 526 с.
3. The World Magnetic Model, 2005. <http://www.ngdc.noaa.gov/seg/WMM/DoDWMM.shtml>



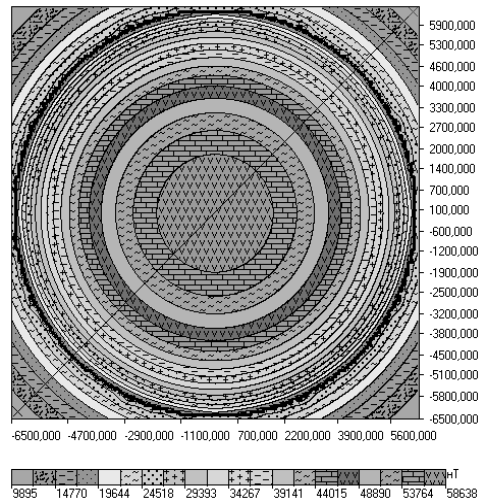
а) Исходная модель



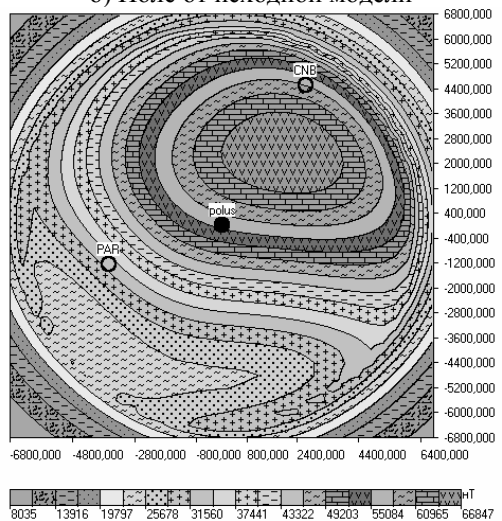
в) Интенсивность магнитного поля в северной полушарии (модель WMM, эпоха 2000 г)



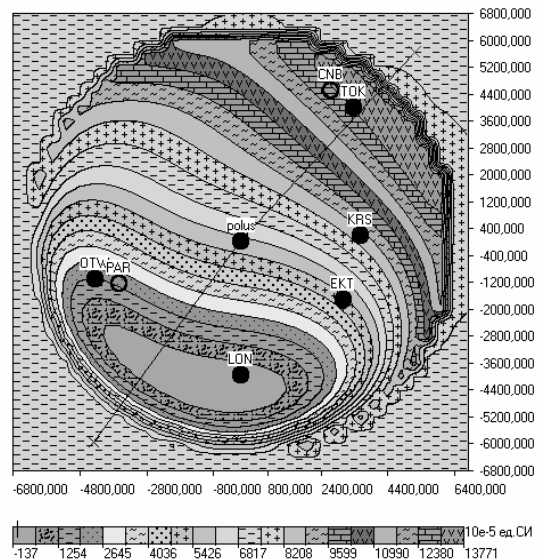
д) Намагниченность верхнего слоя северного полушария



б) Поле от исходной модели

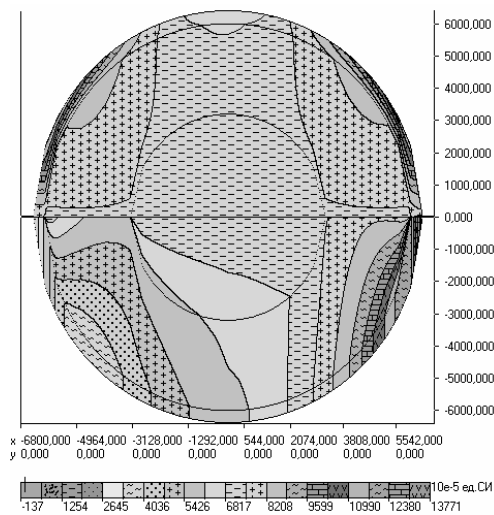


г) Интенсивность магнитного поля в южной полушарии (модель WMM, эпоха 2000 г)

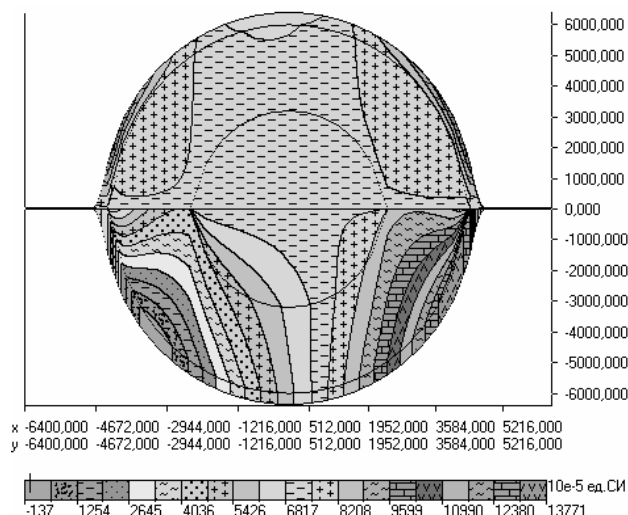


е) Намагниченность верхнего слоя южного полушария

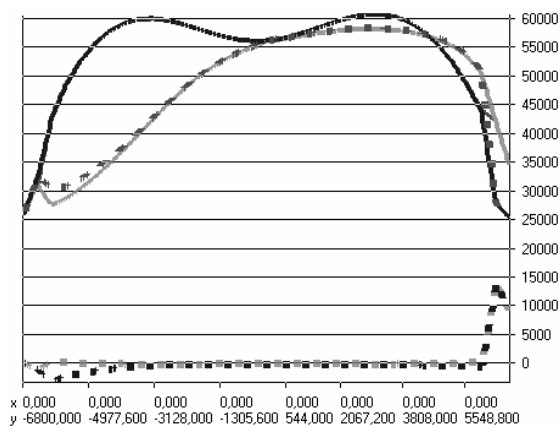
Рис.1



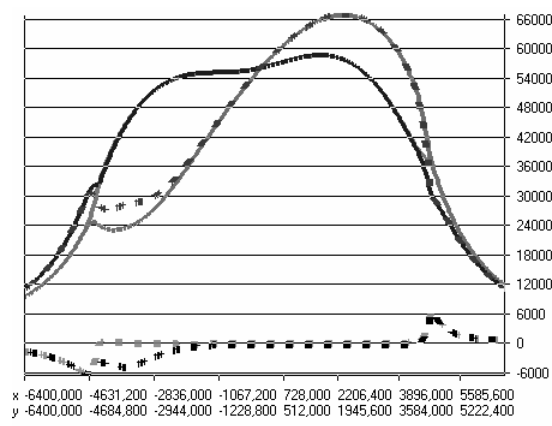
а) Разрез по поперечному сечению



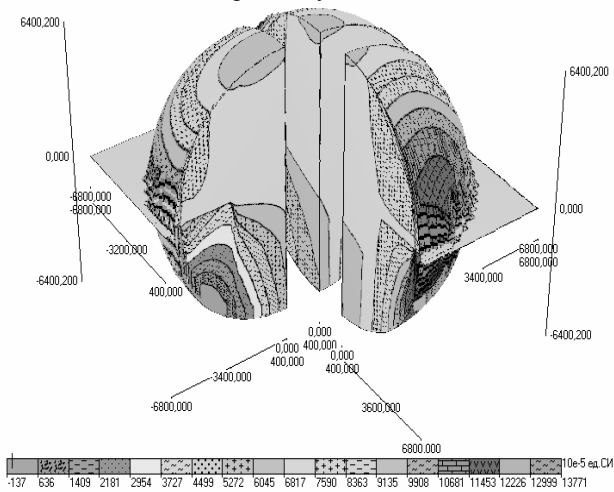
б) Разрез по диагональному сечению



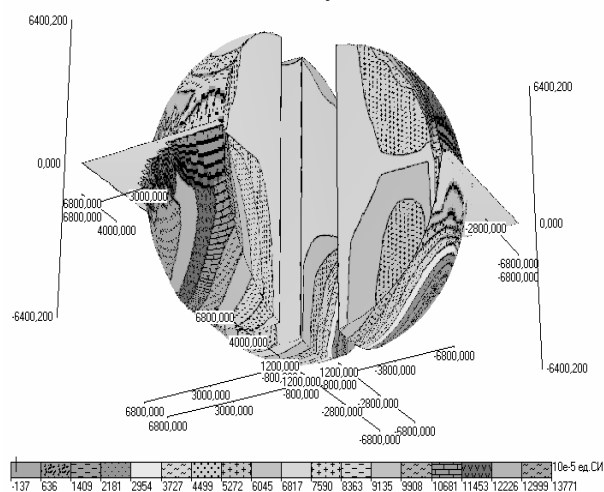
в) Графики исходные, модельные и их разность по поперечному сечению



г) Графики по исходные, модельные и их разность диагональному сечению



д) Трехмерная модель намагниченности, вид на северный полюс



е) Трехмерная модель, вид на южный полюс

Рис.2

РЕЛИКТЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ОРОГЕНА ПРОТОУРАЛИД-ТИМАНИД И ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ В ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЯХ

Кузнецов Н.Б.

Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва
kouznikbor@mail.ru

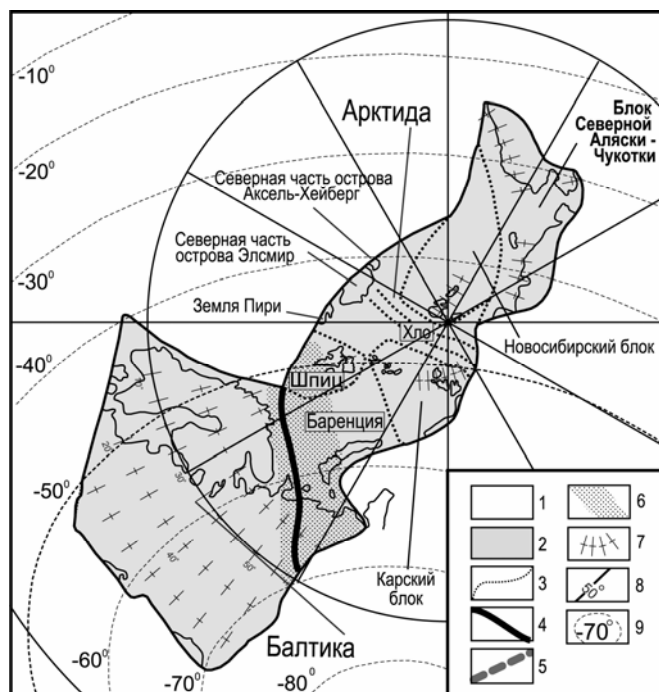


Рис. 1. Палеотектоническая реконструкция для начала кембрия, по [5,6,8], с незначительными изменениями и добавлениями.

1 – океаны; 2 – континенты; 3 – границы блоков континентальной коры; 4 – Припечорско-Ильч-Чикшинская сутура; 5 – палеозойские структуры, ограничивающие реликты орогена Протоуралид-Тиманид (на СЗ – фронт покровов скандинавских каледонид, на ЮВ – Уральская сутура); 6 – кембрийский коллизионный ороген Протоуралид-Тиманид; 7 – пересечение современных широт и долгот; 8 – современная координатная сеть; 9 – древняя координатная сеть.

Шпиц – Шпицбергенская (?перекрытая каледонскими покровами) часть Баренции; Хло – блок хребта Ломоносова.

преимущественно образования разных тектонических зон Большеземельской активной окраины Арктиды. Их реликты слагают структуры фундамента Большеземельского блока ПП и его продолжения на западном Урале и на шельфе Баренцева моря, включая ЮЗ Шпицберген (**протоуралиды-тиманиды СВ типа**).

При формировании орогена протоуралиды-тиманиды ЮЗ типа были надвинуты на периферические части Балтики, а протоуралиды-тиманиды СВ типа – испытали шарьирование в пределы Арктиды. В последующем покровная структура орогена была тектонически и эрозионно расчленена с образованием сопряженных синформ и антиформ.

Выражение реликтов орогена в потенциальных полях

1. Наиболее четко в геопотенциальных полях проявлена сутурная зона. В пределах ПП, где ороген Протоуралид-Тиманид в значительно меньшей степени по сравнению с другими частями обрамления ВЕП, был подвергнут постколлизивной сдвиговой тектонической переработке, сутура

Целенаправленный сбор и анализ геолого-геофизических материалов по строению СВ периферии Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Западного сектора Арктики позволили разработать обновленный вариант сценария позднекембрийско-раннепалеозойской эволюции Западного Урала и Тимано-Печорского – Баренцевоморского региона [5,6,8]. Ключевым моментом этого сценария, принципиально отличающим его от других моделей геодинамической эволюции региона, является кембрийская коллизия Тиманской пассивной окраины Балтики (докембрийский остов ВЕП) и активной Большеземельской окраины континента Арктида с формированием коллизионного орогена Протоуралид-Тиманид (Рис.1).

Допозднекембрийские комплексы западного Урала и Тимано-Печорского – Баренцевоморского региона – реликты орогена Протоуралид-Тиманид

Ороген Протоуралид-Тиманид представлял собой ассиметричное дивергентное покровно-складчатое сооружение. Его ЮЗ крыло было сложено преимущественно позднекембрийскими комплексами Тиманской пассивной окраины Балтики, реликты которых обнажены на современном Тимане и слагают Тиманский мегаблок фундамента Печорской плиты (ПП), а также их продолжения на западном Урале и в структурах СВ обрамления Балтийского щита (**протоуралиды-тиманиды ЮЗ типа**).

В строении СВ крыла орогена представлены

до сих пор уверенно трассируется по хорошо выраженным линейным морфоструктурам в гравитационном и магнитном полях. В магнитном поле (Рис. 2А) ей соответствует высокоградиентная зона (ступень), служащая ЮЗ ограничением Припечорской и Денисовской магнитных аномалий, а в гравитационном (Рис. 2Б) – цепочка положительных аномалий. Наиболее высокие значения магнитного и гравитационного полей сутурной зоны обусловлены, очевидно, тем, что в осевых частях сутурной зоны сохранились фрагменты меланократовых комплексов литосферы Тимано-Печорского палеоокеана, разделявшего Балтику и Арктиду. В пределах ПП общий характер поведения геопотенциальных полей вкост сутуры характеризуется классическим профилем субдукционных и коллизионных зон: с пониженными значениями над поддвигаемой плитой (Балтика) и повышенными значениями над верхней плитой (Арктида). Ранее аномальная зона в геопотенциальных полях, геометрически совпадающая с Припечорско-Ильч-Чикшинской зоной разломов в фундаменте ПП, трактовалась как граница между Тиманским и Большеземельским мегаблоками ПП.

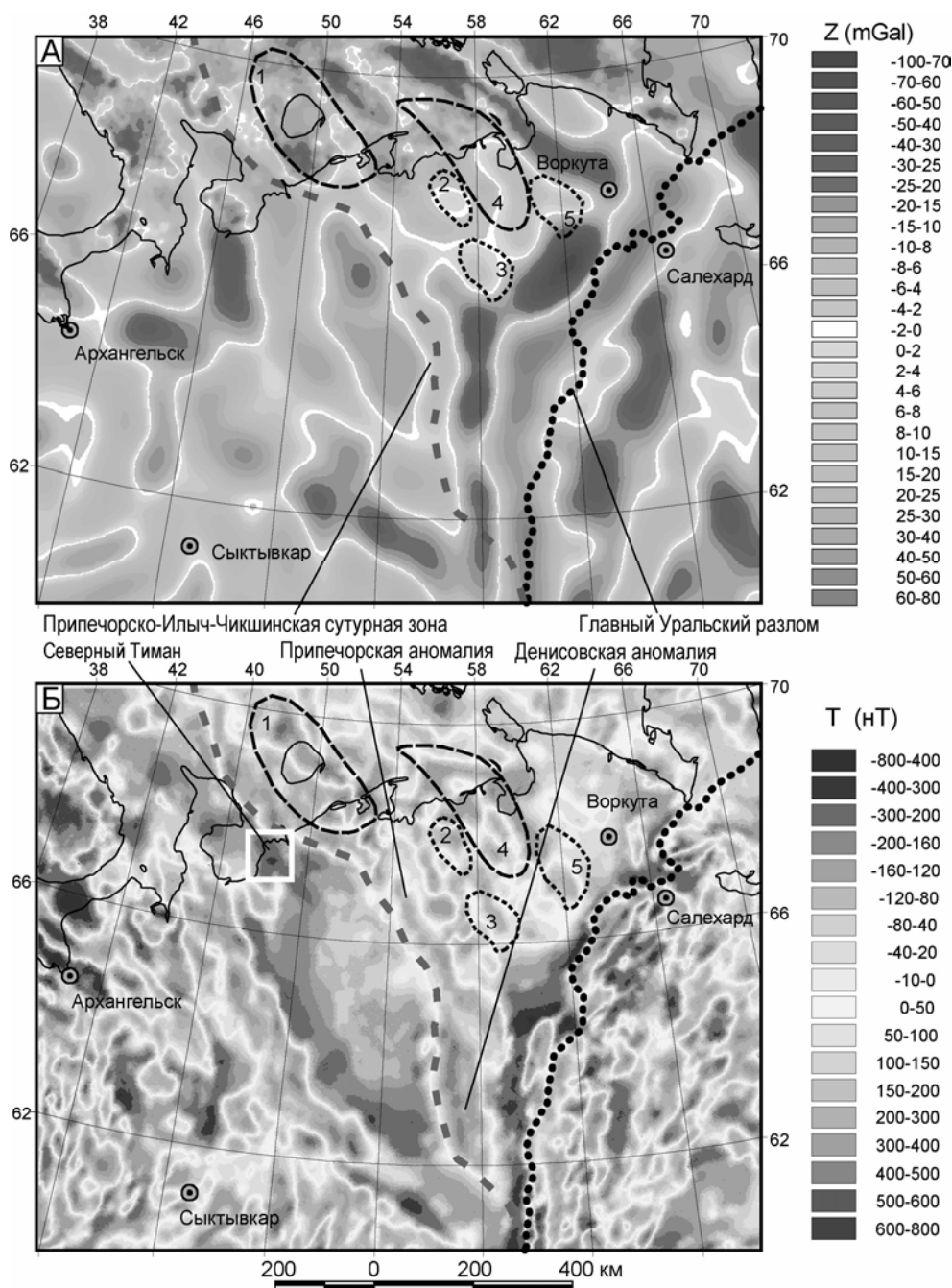


Рис. 2. Фрагменты (А) гравитационной (аномалии Буге) и (Б) магнитной карт для Тимано-Печорского – Баренцевоморского региона и сопряженных областей, из [8]. Пунктирные контуры – Колгуевская (1) и Харейверская (4) антиформы в структуре фундамента ПП. Точечные контуры – Харьягинская (2), Шарьинско-Макарьевская (3) и Верхнеадзвинская синформы в структуре фундамента ПП. Использованы данные: для (А) – сайт http://topex.ucsd.edu/pub/global_grav_1min/; для (Б) – компиляция С.Ю.Соколова (ГИН РАН) по [9]

Тиману и Тиманскому мегаблоку фундамента ПП соответствуют ровные отрицательные значения магнитного и пониженные значения гравитационного поля. Это согласуется с представлениями о

том, что здесь распространены слабомагнитные комплексы позднедокембрийской Тиманской пассивной окраины Балтики. Большеземельскому мегаблоку фундамента ПП на картах потенциальных полей соответствует интенсивно расчлененный знакопеременный характер поля. Это может быть связано с тем, что структура этого блока существенно гетерогенна и в его строении участвуют магматические образования.

2. С меньшей степенью достоверности особенности геопотенциальных полей ПП (совместно с сейсмическими материалами и данными бурения) могут быть использованы как аргументы в пользу «синформно-антиформного» стиля строения Большеземельского блока фундамента ПП.

Уже в самых ранних интерпретациях [2] повышенные значения магнитного поля и региональные вытянутые аномалии с характерными размерами (20-60)*(60-120) км Большеземельской части ПП связывались с физическими свойствами комплексов, участвующих в строении фундамента, а не с чехлом. Последующие работы подтвердили, что локальные магнитные аномалии связаны с вещественными неоднородностями в фундаменте, а региональные – со складчатой структурой сильно намагниченных пород фундамента [4]. Хотя в мощном (до 7 км) комплексе чехла ПП достаточно широко представлены девонские базальтоиды, как вскрытые скважинами, так и выступающие на дневную поверхность, по данным лабораторных исследований образцов [3] они слабомагнитны и не могут давать заметного вклада ни в региональные, ни в локальные аномалии.

Подтверждением слабой намагниченности магматических пород чехла ПП служит полное отсутствие пространственной корреляции между аномалиями магнитного поля и областями распространения этих образований. Например, распространенный в окрестностях г. Ухта девонский вулканогенный комплекс, образующий крупное (около 40*60 км, при мощности до 0,5 км) тело СЗ простирания, ЮЗ фланг которого выходит на дневную поверхность, а СВ – залегает на глубинах более 1 км [7], никак не проявлен в магнитном поле. Кроме того, в качестве ничтожного эффекта в создание регионального магнитного поля девонскими базальтоидами Тимано-Печорского региона служит район Северного Тимана (положение района показано белым квадратом на Рис. 2Б), где на дневной поверхности широко распространены девонские порфириды, однако региональное магнитное поле в этой части региона характеризуется спокойным характером и отрицательными значениями.

Подтверждением слабого в целом магнитного эффекта комплексов чехла ПП служит и полное отсутствие корреляции магнитного поля со структурными особенностями чехла. Главным образом это касается магнитных аномалий, примерно совпадающих с контурами одной из наиболее ярких структур чехла ПП – так называемым Печоро-Колвинским прогибом (ПКП). Прогиб представляет собой крупную негативную структуру фундамента ПП [7], характеризующуюся отчетливо выраженными сбросовыми ограничениями с высотой уступа до 1,8 км. В целом суммарная мощность чехла здесь может превышать 7 км. Нижний (верхнеордовикско-среднедевонский) комплекс чехла сложен в основном слабомагнитными терригенно-карбонатными образованиями. Максимальные значения суммарной мощности этой части разреза достигаются на участках, приближенных к бортовым зонам прогиба. Тогда как центральная часть прогиба относительно приподнята. Здесь на многих участках мощность нижнего комплекса существенно сокращена, а в отдельных местах он полностью отсутствует, что можно отчетливо видеть на интерпретации монтажа сейсмических записей [1]. К девонскому уровню разреза чехла приурочены не существенные по объемам проявления базальтового вулканизма. Разрез более высоких стратиграфических уровней чехла начинается с франа и с перерывами продолжается до кайнозоя. В сложении верхнего комплекса участвуют исключительно осадочные немагнитные образования. То есть, в строении ПКП потенциально магнитные образования лишь в ограниченном количестве участвуют в сложении нижнего комплекса чехла, который при этом еще и не везде распространен. Весь же остальной многокилометровый комплекс выполнения прогиба сложен исключительно не магнитными породами. Это означает, что, судя по внутреннему строению и составу выполнения ПКП, повышенные значения аномального магнитного поля могут быть связаны только с проявлениями девонского базальтового магматизма. Однако, судя по тому, что совокупный объем продуктов этой магматической активности незначителен, вряд ли оправданно связывать с ними самую высокоамплитудную магнитную аномалию в регионе. Таким образом, хотя без сомнения

какой-то вклад в аномальное магнитное поле девонские вулканические образования и вносят, однако основные неоднородности поля генерируются не ими.

Что касается гравитационного эффекта комплексов протоуралид-тиманид и их вклада в региональное гравитационное поле, то можно отметить следующее. Ранее была опубликована схематическая карта гравитационных остаточных аномалий в геологической редукции, составленная для центральной части ПП [3]. Эта карта была построена вычитанием гравитационного эффекта осадочного чехла из аномалий Буге и специальной фильтрацией, гасящей влияние источников поля, расположенных глубже 10 км. В получившемся таким образом трансформированном поле, прежде всего, отражены рельеф поверхности фундамента и неоднородности вещественного состава верхнего «слоя» консолидированной коры. Гравитационный эффект комплексов фундамента Большеземельского мегаблока ПП характеризуется повышенными по сравнению с Ижемской зоной Тиманского мегаблока значениями поля, сильной расчлененностью поля и сходным с характером магнитного поля рисунком аномалий. Положительным аномалиям могут соответствовать разноразмерные блоки, сложенные позднекембрийскими офиолитами(?), дифференцированными вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами, которые в структурном смысле являются скорее всего разноразмерными синформными складками, в ядрах которых на поверхность допозднекембрийского покровно-складчатого фундамента ПП выступают аллохтонные комплексы, сформированные во фронтальных частях позднекембрийской активной Большеземельской окраины Арктиды и шарьированные вглубь континента при кембрийской коллизии Балтики и Арктиды. Отрицательным аномалиям могут соответствовать антиформные структуры, сопряженные с синформами. В ядрах антиформ на поверхность допозднекембрийского покровно-складчатого фундамента ПП выходят близкоодновозрастные аллохтонным комплексам образования позднекембрийского окраинного моря (задугового бассейна), которые в свою очередь перекрывают древнее кристаллическое основание палеоконтинента Арктида. Местами, в ядрах антиформных структур, наиболее эродированных ко времени накопления чехла ПП, на поверхность фундамента могут выступать и более древние комплексы кристаллического основания Арктиды.

Работа выполнена в рамках программы (№14) ОНЗ РАН "История формирования бассейна Северного Ледовитого Океана и режим современных природных процессов Арктики".

Литература

1. Беляков С.Л. Структурные комплексы осадочного чехла Тимано-Печорского региона // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: Фонд «Наука России». Гео-инвэкс. 1994. С.134-144.
2. Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. Труды ГИН АН СССР. Вып.85. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 212 с.
3. Запорожцева И.В., Пыстин А.М. Строение дофанерозойской литосферы Европейского Северо-Востока России. Спб.: Наука, 1994. 112 с.
4. Костюченко С.Л. Структура и тектоническая модель земной коры Тимано-Печорского бассейна по результатам комплексного геолого-геофизического изучения. Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: Фонд «Наука России». Гео-инвэкс. 1994. С.121-133.
5. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Формирование доордовикских гранитоидных вулканоплутонических ассоциаций Североуральско – Тимано-Печорского региона и протоуральская эволюция северо-восточной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента. Очерки по региональной тектонике Урала, Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Наука. 2005. Т.2. С.158-200.
6. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция Протоуралид-Тиманид. Сыктывкар: Геопринт. 2005. 100 с.
7. Тимонин Н.И. Печорская плита. Екатеринбург: УрО РАН. 1998. 240 с.
8. Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V. et al. Pre-Ordovician tectonic evolution and volcano-plutonic associations of the Timanides and northern Pre-Uralides, northeast part of the East European Craton. Gondwana Research 12 (2007) P.305-323.
9. Jorgensen G. (Ed.). Magnetic anomalies and tectonic elements of the NE Euro-Asia. 1:10 000 000. 1995.

О СОВРЕМЕННОМ СОСТОЯНИИ ОБСЕРВАТОРСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА УРАЛЕ

Кусонский О.А.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
zavlab@arudaemon.gsras.ru

Обсерватории, как стационарные долговременные пункты наблюдения геофизических полей возникли в начале XIX века. На Урале обсерватория была открыта в 1836 году. Первыми объектами наблюдений были магнитное поле Земли и метеорологические параметры атмосферы. В работе обсерваторий был период, когда считалось, что они исчерпали себя и их можно закрывать. Предполагалось, что они могут быть заменены автономными станциями и спутниковыми видами геофизических наблюдений. Однако, дальнейшее развитие геофизической науки показывает, что их роль как стационарных долговременных пунктов комплексных и непрерывных наблюдений и исследований не только не снижается, а, наоборот, многократно возрастает в связи с развитием цифровой современной техники.

Геофизическая обсерватория «Арти» по своему географическому и геологическому местоположению является уникальной. Она расположена в пределах Предуралья Краевого прогиба вблизи геологической границы Европы и Азии.

Комплекс наблюдений. Обсерватория «Арти» работает с 1969 года. К настоящему времени на территории около 1 км² сформирован большой комплекс наблюдений, направленных на решение фундаментальных задач геофизики. Он включает в себя непрерывные наблюдения геомагнитного поля и полей упругих колебаний, инфразвуковых колебаний, наклонметрические измерения, ускорение свободного падения, электромагнитное зондирование ионосферы и мониторинг полного её электронного содержания в зените над обсерваторией, непрерывные высокоточные измерения координат геодезического пункта при геодинамических исследованиях, метеопараметры атмосферы и температура горных пород по разрезу скважины. Кроме того, на территории обсерватории действует геофизический полигон. Вблизи обсерватории на региональной магнитной аномалии разбиты площадные участки и пункты наблюдения геомагнитного поля. Создана и расширяется Уральская сеть долговременных пунктов наблюдения вековых вариаций геомагнитного поля, охватывающую территорию от южных границ Оренбургской обл. (д. Хмелевка) до п. Полуночное Свердловской. Обсерватория организует также вспомогательные работы, например, действует специальный немагнитный павильон оснащенный стационарной инклинометрической установкой, предназначенной для придания в пространстве скважинным приборам магнитометров и инклинометров точных положений.

Аппаратура и оборудование обсерватории. Для производства наблюдений используется современная аппаратура и оборудование.

1. Магнитометрический комплекс включает аналоговые вариометры системы Боброва, цифровые вариометры на основе датчиков Боброва (Кварц -3, Кварц - 4), протонный магнитометр POS-1, квантовый магнитометр-вариометр *Scintrex SM-5 NAVMAG* (Канада), феррозондовые приборы в комплексе с немагнитным теодолитом для наблюдения абсолютных величин поля, цифровой феррозондовый магнитометр-вариометр EDA (Великобритания). Наблюдения поля выполняются с частотой 0 - 1 Гц, чувствительностью до 0.05 нТл, погрешностью измерения абсолютной величины поля 1 - 2 нТл.

2. Сейсмический комплекс включает станцию *IRIS/IDA* (США) с комплектами широкополосных датчиков скорости *STS-1* и *GT-13*, датчики ускорения *FBA*, микробарограф *6016B* для регистрации инфразвуковых колебаний. Конструкция датчиков позволяет получать наклонметрические данные и величину ускорения свободного падения. Частотный диапазон регистрации скорости грунта от 0.0028 до 16 Гц, ускорения 0 - 1 Гц, при сейсмическом событии более 5 баллов - 0 - 25 Гц, наклон сейсмометра - 0 - 0.025 Гц. Регистрация проводится непрерывно. Наблюдения проводятся по программам ГС РАН.

3. Станция вертикального зондирования ионосферы включает цифровой ионозонд «Парус» и специальную антенну. Данные о полном электронном содержании ионосферы получаются также при наблюдениях с геодезической станцией глобального позиционирования *GPS*. Зондирование проводится через 30-минутные интервалы времени и сгущаются при необходимости до 5 минут.

4. Метеопараметры, такие как температура, влажность воздуха, атмосферное давление наблюдаются в комплексе с данными *GPS*. Они также используются при палеотемпературных исследованиях, выполняемых в виде непрерывных наблюдений температурных условий в скважине до глубины 60 м. Период наблюдений 5 минут.

Станция *GPS* оснащена приемником *Ashtech Z-12* и антенной *Thales Navigation* (США), позволяет проводить измерения положение геодезического репера станции с погрешностью 2 – 3 мм. Наблюдения проводятся с периодом 1 сек. Эксплуатируется в составе международной сети в качестве опорной станции при исследованиях глобальных геодинамических процессов по программам ГС РАН.

5. Геофизический полигон имеет площадь 3 га. Здесь проводится площадной мониторинг геомагнитного поля с использованием протонных и квантовых магнитометров, и мониторинг электромагнитных свойств геологического разреза до глубин 100 м в зависимости от изменяющихся гидрогеологических условий. На 5-х участках расположенных в зоне региональной магнитной аномалии выполняются наблюдения вековых вариаций геомагнитного поля и ее аномальной компоненты. На территории Урала в 2007 г. разбита сеть из 13 пунктов наблюдений поля, где проведены съемки участков, профильные измерения и организованы специальные пункты для повторных наблюдений. Пункты сети расположены в Оренбургской, Челябинской и Свердловской областях.

6. Инклинометрическая установка УКИ-2 позволяет воспроизводить в пространстве азимутальные и зенитные углы с максимальной абсолютной погрешностью соответственно $\pm 15'$ и $\pm 6'$. В условиях известного нормального геомагнитного поля она дает хорошие результаты по калибровке магнитометров и инклинометров.

Направления и некоторые результаты геофизических исследований. Основным направлениям в работе обсерватории является обеспечение геофизических наблюдений, отвечающих международным требованиям. Комплекс наблюдений позволяет проводить исследования по различным геофизическим направлениям.

Наблюдения геомагнитного поля применяются для исследования его вековых, годовых, суточных вариаций, магнитных бурь и возмущений. Они проводятся на Урале с 1837 г. По наблюдениям геомагнитного поля и ионосферы установлено, что в 2007 году геомагнитная активность, напрямую связанная с солнечной активностью сохранялась примерно на уровне 2006 г. (в 2006 г. по сравнению с 2005 г. наблюдалось значительное снижение активности). Величина магнитного поля на Урале продолжает возрастать. Однако вековой ход, начиная с 2004 г., уменьшается. Так за 2001 г. он имел величину 49 нТл/год, в 2002 – 52 нТл/год, в 2003 – 53 нТл/год. В 2004 г. началось резкое уменьшение, и он составил уже 40 нТл, в 2005 – 36 нТл/год, в 2006 – 32 нТл/год.

По данным наблюдений поля на Урале с 1887 года впервые выявлено, что после многих сильные магнитных бурь определенного типа происходит скачкообразное приращение среднесуточных значений компонент главного магнитного поля Земли. Так, в 2004 г. положительное приращение поля после серии магнитных бурь, наблюдавшихся с 20 июля по 30 августа и с 7 по 12 ноября, составили в сумме 45 нТл. Построенные карты приращения компонент поля для земного шара эпохи июль – август 2004 г. и моделирование эффекта с помощью сферического гармонического анализа свидетельствует, что магнитные бури, обусловленные солнечными вспышками, влияют на источники главного поля Земли, приводя к значительному изменению их магнитного момента. В периоды указанных бурь в 2004 г. магнитный момент возрос на 0.1%, т. е. наблюдалось подмагничивание источников. Это скачкообразное возрастание поля произошло на фоне постоянного его уменьшения, наблюдаемого за последние 400 лет. Проанализировано поведение поля по данным уральских обсерваторий с 1900 г. Эффект скачкообразного приращения поля присутствует в

среднесуточных данных почти за каждый год наблюдений. Наиболее интересные данные о поведении поля отмечены в 1967, 1970, 1980 и др. годах. В 1980 г. выявлен эффект отрицательного приращения поля, т. е. наблюдается уже скачкообразное уменьшение дипольного магнитного момента Земли.

Выявленный эффект свидетельствует, что магнитный момент источников главного магнитного поля Земли в значительной степени подвержен влиянию солнечных процессов. Имеющиеся данные наблюдений в дальнейшем позволят провести суммарную оценку влияния солнечных процессов на источники главного магнитного поля Земли за этот период с 1887 г. по настоящее время. Данные позволяют по-новому подойти к существующим взглядам о связи солнечной активности и геомагнитного поля.

В обсерватории за год регистрируются и обрабатываются сейсмограммы тысяч телесейсмических событий и несколько сотен химических взрывов производимых горнодобывающими предприятиями в Уральском регионе. Выявлены природные тектонические сейсмические события магнитудой до 4, свидетельствующие, что Урал - это сейсмически активный регион. Создана база сейсмических данных около 400 ядерных взрывов зарегистрированных в обсерватории «Арти» за период с 1971 по 1990 год.

Интересные данные получены по комплексным синхронным наблюдениям микросейсмических колебаний и вариаций геомагнитного поля. Сейсмические двухчасовые колебания модулированы по частоте и амплитуде полусуточным ритмом. Происходит нелинейное воздействие полусуточного ритма на формирование двухчасового сигнала, текущая частота которого меняется со временем суток. Аналогичная картина были получена и при анализе вариаций геомагнитного поля. Двухчасовые колебания магнитного поля могут возникнуть из-за воздействия упругих колебаний на массивный намагниченный объект, расположенный в земной коре. Таким объектом может быть крупная неоднородность земной коры, которая образует на дневной поверхности интенсивную магнитную аномалию $\Delta(T_a) = 1200$ нТл, ее линейные размеры по нулевой изолинии около 100 км. Аномалия называется Манчажской. Обсерватория «Арти» расположена в пределах этой аномалии. Наблюдаемый одинаковый эффект модуляции может свидетельствовать, что область, где проводились наблюдения, обладает высокой тензочувствительностью, свойственной областям среды литосферы, находящимся в нестабильном состоянии вблизи порога разрушения. В начале 2003 г. было сделано предположение, что в районе расположения обсерватории «Арти» возможны слабые землетрясения, что подтвердилось. Сейсмическое событие, которое названо Сабарским, произошло 20 июля 2003 года (время в очаге 20 час. 33 мин. 23.5 сек) в 26 километрах от сеймостанции «Арти» на глубине 24 км. Можно рекомендовать проведение такого подхода к совместному анализу магнитных и сейсмических данных для сейсмически активных регионов.

Построена математическая модель Манчажской магнитной аномалии. Предположено, что её источник залегает на глубине 4–6 км и имеет мощность 25 км, линейные размеры 80 на 100 км. Отдельные блоки горных пород, слагающих источник имеют неоднородную намагниченность от 1.12 до 4.5 А/м. Намагниченность является остаточной, имеет направление близкое к направлению геомагнитного поля в этом районе (наклонение около 73 градусов). Источник аномального поля расположен в кристаллическом фундаменте. Сверху он перекрыт толщей слабомагнитных осадочных пород. По наблюдениям геомагнитного поля отслеживается динамика аномальной составляющей, принадлежащая Манчажской аномалии. Величина аномалии изменяется с течением времени. Причинами такого изменения могут быть геодинамические процессы, на исследование которых направлены геодезические наблюдения на станции *GPS Artu*.

Получены и другие интересные в важные результаты.

НАБЛЮДЕНИЕ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ В ОБСЕРВАТОРИИ «АРТИ»

Кусонский О.А.

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

zavlab@arudaemon.gsras.ru

Особое место в работе обсерватории «Арти» занимает ее возможность с помощью сейсмической аппаратуры регистрировать ядерные взрывы, производимые не только СССР, но и другими странами, такими как Великобритания, Франция, Китай, Индия, Иран. Ранее сейсмические записи взрывов, которые легко можно было выделить по их характерным волновым формам, на сейсмостанции «Арти» не обрабатывались. В станционные журналы факт их регистрации не фиксировался, и никаких пометок на сейсмограммах не производилось. Эти сейсмические события оставались «немыми» вплоть до последних лет, хотя такие сейсмограммы хранились в общих папках наряду с рядовыми записями. Лишь в начале 2000 годов представилась возможность провести идентификацию этих сейсмических событий и их обработку. В это время в печати и в Интернете стало появляться множество открытых публикаций по теме ядерных испытаний, с подробными каталогами и описаниями условий проведения взрывов [1, 2].

Ядерные взрывы в зависимости от мощности заряда по силе идентичны землетрясениям, имеющим магниту до 6.2, что позволяет регистрировать их сейсмические волны на значительном удалении.

За период наблюдений с 1971 по 1990 год сейсмостанцией «Арти» зарегистрировано более 300 сейсмограмм ядерных взрывов, выполненных на территории СССР и большое количество сейсмограмм взрывов, проведенных другими странами. Отметим, что в СССР за все годы испытаний с 1949 по 1990 год выполнено 715 ядерных взрывов (*Сведения о ядерных взрывах приводятся по данным Аналитического Центра по проблемам нераспространения <http://npc.sarov.ru>*). Из них 559 взрывов с целью совершенствования ядерного оружия (в военных целях) и в интересах народного хозяйства (в мирных целях) 156 взрывов.

Первый ядерный взрыв в СССР (наземный взрыв мощностью 22 кт с целью испытания ядерного оружия) был проведен 29 августа 1949 года на Семипалатинском испытательном полигоне (СИП). Последний - 24 октября 1990 года (групповой взрыв одновременно в восьми штольнях мощностью зарядов от менее 0.001 до 150 кт) на Северном испытательном полигоне Новая Земля (СИПНЗ). Вне ядерных полигонов было проведено в РСФСР 91 взрыв (в Европейской части 59 и в Азиатской 32), Украинской ССР - 2, Казахской ССР - 33, Узбекской ССР - 2, Туркменской ССР - 1. Подавляющее большинство взрывов были зарегистрированы сейсмостанциями "Свердловск" и "Арти", а сейсмические записи архивированы.

Первые ядерные взрывы, которые зарегистрировала сейсмостанция "Арти" были произведены на СИП 29 января 1971 года в 05:03 UT, заряд 0.001 – 20 кт и в Пермской области 23 марта 1971 года в 06:59 UT, примерно в 400 км от станции (Рис. 1.). Он включал три заряда по 15 кт, заложенных в три скважины и предназначался для выброса грунта [1,2].

Были зарегистрированы взрывы, производимые в мирных целях вне ядерных полигонов на близлежащих к обсерватории территориях Пермской области (5 взрывов), Башкирии (4 взрыва), Оренбургской области (4 взрыва), Коми АССР (4 взрыва), Тюменской области (6 взрывов), а также в более удаленных областях, таких как Мурманской, Астраханской, Архангельской, Ивановской, Иркутской, Кемеровской, Калмыкии, Казахстане, Якутии, Красноярском крае. Мощность зарядов колебалась от 0.2 до 80 кт. По условию проведения взрывов в подавляющем большинстве заряды располагались в скважинах, и отдельные - в штольнях. По назначению взрывы были направлены для производства выброса грунта, созданию полостей в каменной соли, для интенсификации добычи нефти, создания емкостей для хранения газа, сейсмозондирования Земли, отработки технологии дробления руды, захоронения нефтепромышленных стоков.

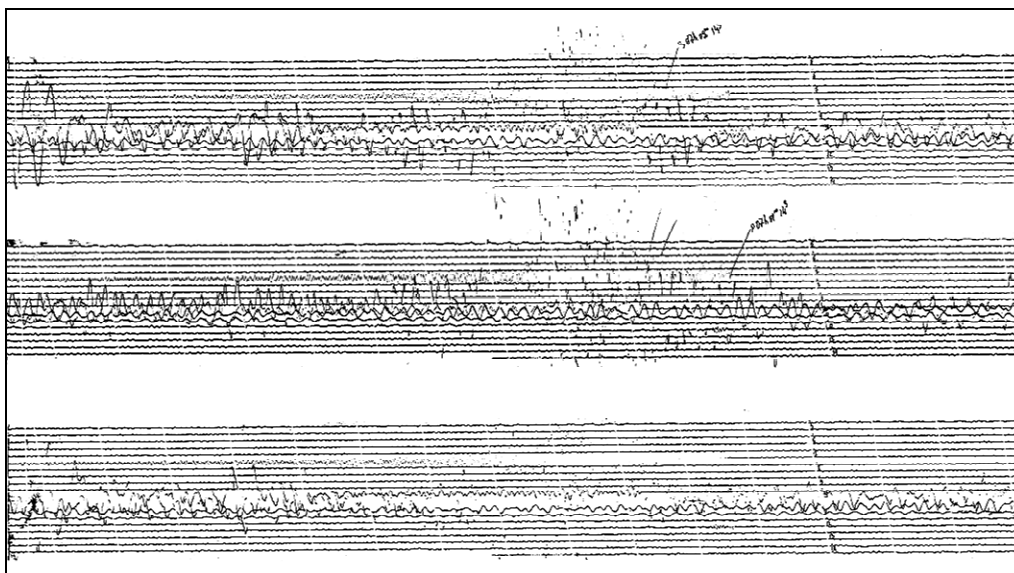


Рис. 1. Фрагмент сейсмограмм сейсмостанции «Арты» ядерного взрыва проведенного 23 марта 1971 года в Пермской области; верхняя сейсмограмма – NS-составляющая, средняя – Z, нижняя – EW

В обсерватории создана база данных, охватывающая все зарегистрированные станцией ядерные взрывы, проведенные в СССР с 1971 по 1990 год, объединенные с данными Центра по проблемам нераспространения. База включает сведения о дате, времени, месте взрыва, его назначении, расстоянии до эпицентра от сейсмостанции, параметры волн (время вступления волн, период и амплитуда, магнитуда и другие). База содержит сведения более чем о 400 взрывах и их сейсмических параметрах.

Наименьшее расстояние от сейсмостанции до места взрыва определенное по сейсмограмме составляет всего 44 километра. В Башкирии в 1973 году 26 октября в 06:00 UT был взорван заряд мощностью 10 кт. Он имеет магнитуду 2.6. Это был первый взрыв, предназначенный для захоронения нефтехимических промышленных стоков и следующий взрыв для этих целей был произведен там же 8 июля 1974 года в 06:00 по Гринвичу, мощностью 10 кт, магнитуда 2.1. Хотя опубликованные координаты взрывов показывают значительно большее расстояние (координаты места взрыва $53^{\circ},65$ С. Ш., $55^{\circ},40$ В. Д., сейсмостанции - $56^{\circ},43$ С. Ш., $58^{\circ},56$ В. Д.)

Наибольшее расстояние до эпицентра взрыва, который записала сейсмостанция составляет 2800 километров (Иркутская область, 31 июля 1982 года в 21:00 UT, мощность 8.5 кт). Расстояние до места взрывов производимых на СИП меняется от 1380 до 1530 километров. До места взрывов на СИПНЗ расстояние составляет от 1550 до 1910 километров.

Сейсмограммы ядерных взрывов сильно отличаются от сейсмограмм землетрясений (рис. 2). Наибольшими амплитудами скорости и ускорения характеризуются первые вступления продольных сейсмических волн у взрывов. Для землетрясений амплитуды поперечных и поверхностных волн превышают амплитуды продольных. Частота волн от взрывов значительно выше, чем от землетрясений. На сейсмограммах взрывов поверхностные волны практически отсутствуют. В то время как для землетрясений они наиболее выражены. На этих особенностях волновых форм основывается использование сейсмических записей для контроля ядерных взрывов в Международной системе мониторинга [3].

Сейсмическая станция «Арты» также участвует в Международной системе мониторинга, по программе выполняемой Геофизической службой РАН, в качестве одного из пунктов вспомогательной сети, включающей 13 станций по России.

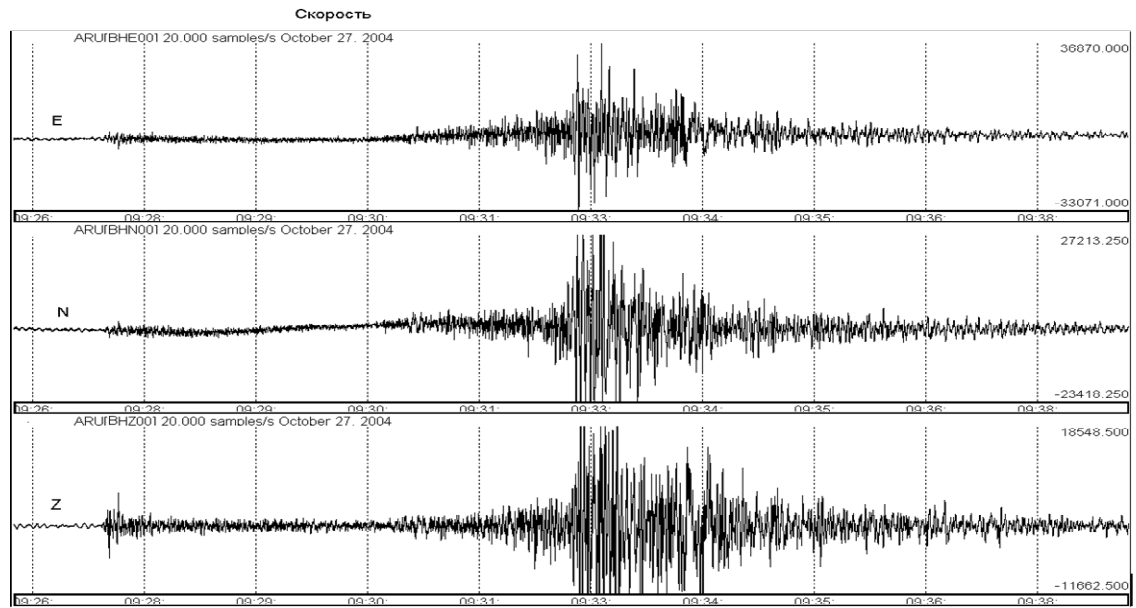
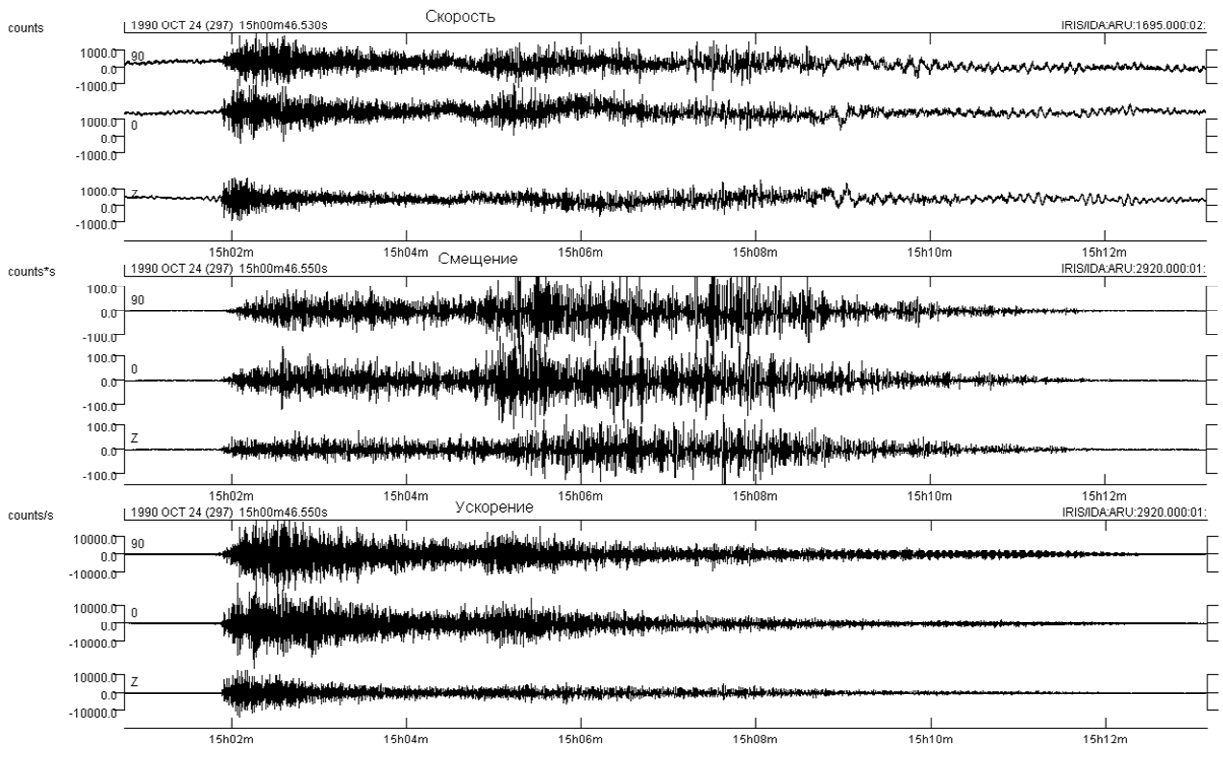


Рис. 2. Сейсмограммы сейсмостанции ARU последнего ядерного взрыва (верхний рисунок), произведенного СССР в 1990 году (СИПНЗ, цель испытания СЯО, ИАР, 8 зарядов мощностью 0.001 – 150 кт, расстояние от сейсмостанции 1830 км, магнитуда 4.8); сейсмограмма тектонического землетрясения (нижний рисунок) 27 октября 2004 г (Казахстан, магнитуда 5.6)

Интересно сделать сопоставление мощности заряда произведенного ядерного взрыва и полученную при этом величину магнитуды по первым вступлениям волн на сейсмограмме. Взрывы, проведенные вне полигонов, имели заряд от 0.35 (Азгир, Казахстан) до 103 кт (Азгир, Казахстан). Здесь логично предположить, что должна существовать прямая

зависимость магнитуды от величины заряда. Однако результаты наблюдений это не подтверждают. Так, например, взрывы проведенные в Оренбургской области показали следующие магнитуды: взрыв 22.10.71 г., заряд 15 кт, магнитуда 4.7; взрыв 21.09.1972, 2.3 кт, магнитуда 4.6; взрыв 30.09.1973, 10 кт, магнитуда 4.5. В Красноярском крае: взрыв 22.10.1981 г., заряд 8.5 кт, магнитуда 3.9; взрыв 25.09.1981, заряд 8.5 кт, магнитуда 4.1; взрыв 04.09.1981, заряд 16 кт, магнитуда 3.8

Видно, что при разнице по мощности зарядов в несколько раз в Оренбургской области, получены близкие величины магнитуд 4.5 - 4.7. В Красноярском крае наибольший заряд 16 кт, показал наименьшую магнитуду 3.8.

Еще более сложная картина получается при сопоставлении величины заряда взрывов и магнитуды для полигонов СИП и СИПНЗ. Взрыв (одиночный) самого мощного подземного испытания на СИП произведенный 02.11.1972 года (165 кт) имеет магнитуду 5.2. Точно такую же магнитуду имеет взрыв на СИП 10.12.1972 года (заряд 140 кт).

Максимальная магнитуда взрывов, которая была зафиксирована на обсерватории, составила 6.2. Это групповой взрыв, состоящий из 4-х взрывов с мощностью зарядов от 150 до 1500 кт каждый, проведен на СИПНЗ 27 сентября 1971 года. Такую же магнитуду 6.2 показал одиночный взрыв, зарегистрированный 27 октября 1973 года (СИПНЗ) с мощностью заряда от 1500 до 10000 кт. Это испытание характеризуется как самое мощное подземное испытание в скважине.

Необходимо отметить, что взрывы на СИП и СИПНЗ часто производились групповым образом одновременно в нескольких штольнях или скважинах и имели заряды не фиксированные, а варьирующие в некоторых пределах. Например, взрыв на СИП 04.11.1973 года имел мощность заряда 0.001 - 20 кт. Магнитуду его не удалось вообще установить. Начиная с 1975 года, стали производиться, как правило, групповые взрывы, включающие от 2-х до 8-ми различных зарядов. Так, взрыв на СИПНЗ 21.10.1975 года имел 5 зарядов. Один от 20 до 150 кт и от 150 до 1500 кт - остальные четыре заряда. Его магнитуда равна 5.8.

Отсутствие зависимости магнитуды взрыва от величины заряда, по-видимому, можно объяснить различными условиями размещения заряда (разные размеры штолен, разная глубина заложения заряда и др.). Возможно, присутствует и погрешность определения магнитуды по первому вступлению волн.

В заключение отметим, что в процессе обработки сейсмограмм и составления базы данных были выявлены некоторые ошибки, допущенные авторами каталога Центра по проблемам нераспространения. Укажем некоторые из них. Так три взрыва проведенные 10.07.1983 года в Казахстане (установлено по сейсмограммам) обозначены в каталоге датой от 20.07.1983 года, а взрыв на СИПНЗ 19.09.1983 года (установлено так же по сейсмограмме) указан в каталоге от 18.08.1983 года. Кроме того, два взрыва от 02.07.1987 года (с магнитудой 4.8 и 4.9) зарегистрированные с расстоянием до эпицентра 1560 и 1830 километров (видимо, они были произведены на СИПНЗ), в каталоге вовсе не указаны.

Литература:

1. Испытания ядерного оружия и ядерные взрывы в мирных целях СССР. 1949–1990 гг. Под редакцией специалистов Мин-ва по атомной энергии и Мин-ва обороны РФ, руков. В. Н. Михайлов. Снежинск: РФЯЦ-ВНИИЭФ, 1996, 64 с.
2. Ядерные испытания СССР. Т. 4. Испытания ядерных взрывов для решения народно-хозяйственных задач, научных и фундаментальных исследований. Под редакцией специалистов Мин-ва по атомной энергии РФ, руков. В. Н. Михайлов. Снежинск: РФЯЦ-ВНИИЭФ, 2001.
3. Autumn technical training programme. II. Seismology monitoring. First part, 29 October – 1 November 2001, Vienna, Austria. International monitoring system division, TTR.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЕРХ-ЛОЗЬВИНСКОГО МАГНЕТИТОВОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Кусонский О.А., Бахвалов А.Н., Хрущева В.В.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
zavlab@arudaemon.gsras.ru

Верх-Лозьвинское магнетитовое рудопоявление расположено на Северном Урале в зоне строительства железной дороги Ивдель – Лабытнанги и представляет интерес для дальнейших исследований с целью возможного открытия здесь месторождения железных руд. Рудопоявление расположено в северной части Гороблагодатско-Покровской железорудной зоны. В районе силами производственных экспедиций выполнен большой комплекс геолого-геофизических работ. Это наземная магнитная съемка вертикальной компоненты ΔZ , гравиметровая съемка. Уральской геофизической экспедицией (УГЭ) выполнена аэромагнитная съемка на высотах 50, 300, 700 м. [1]. На участке проведено картировочное бурение скважин глубиной до 35 м. На рудопоявлении пройдены шурфы, три глубокие поисковые скважины. По скважинам 134 и 149 выполнена магниторазведка и комплекс каротажа.

Рудопоявление приурочено к экзоконтактной части Петропавловской интрузии плагиогранитов и гранодиоритов с вулканогенно-осадочной толщей силурийского возраста, представленной базальтовыми, андезито-базальтовыми, андезитовыми порфиритами и их туфами, подвергнутых метасоматозу. Они имеют субмеридиональное простирание и восточное падение. Породы фундамента перекрыты рыхлыми отложениями мощностью от 8 до 32 м. Рудопоявление образует на дневной поверхности аномалию магнитного поля и сопровождается гравиметровой аномалией. Шурфами вскрыты обломки мартитов и полумартитов, а по скважине 2, пройденной в максимуме магнитной аномалии встречена обильная магнетитовая вкрапленность и 0.3 м массивной магнетитовой руды до забоя 103 м. Поисковой скважиной 134 на глубинах 470 - 534 также вскрыты интервалы пород, выделенные по каротажу магнитной восприимчивости, содержащие повышенное количество магнетита. По этой скважине с глубины 150 м до забоя зарегистрирована боковая аномалия Z_a интенсивностью 2000 нТл.

На дневной поверхности Верх-Лозьвинская магнитная аномалия в вертикальной компоненте имеет два эпицентра - северный и южный (рис. 1). Значения ΔZ достигают 11970 и 6900 нТл. Изолинии имеют извилистый характер, что может свидетельствовать о высокой неоднородности намагниченности разреза. По линии 1420, проходящей через северный эпицентр с запада на восток УГЭ выполнено математическое моделирование магнитного поля на поверхности в классе призматических тел по методике И. Н. Кочергина. Прогнозируется расположение рудного тела на глубине около 300 м с запасами 36 млн. т. [1]

Для повышения достоверности интерпретации аномального поля, авторами также выполнено компьютерное математическое (имитационное) моделирование северного эпицентра аномалии по собственной методике. Материалы для моделирования предоставлены УГЭ. Применяемая методика была разработана с целью моделирования железорудных месторождений, находящихся на различных стадиях геологоразведочных работ (от общих поисков до детальной и эксплуатационной разведки) и максимально приближена к практическому использованию. Её основу составляет программа расчета магнитного поля от трехмерных тел произвольной формы с однородной или неоднородной намагниченностью [2, 3, 4]. Методика широко применялась авторами при поисках и разведке магнетитовых месторождений на Урале, в Северном Казахстане в 1970 – 1980 годы, когда интенсивно велось геологическое изучение месторождений в этих районах. Ее применение позволила значительно повысить достоверность поисков и оконтуривания рудных тел [4]. Методика имеет принципиальные особенности, которые выгодно отличают её от других. Например, она максимально учитывает геологические способы и приемы оконтуривания рудных тел в разрезах многоугольными сечениями и интерполяцию их

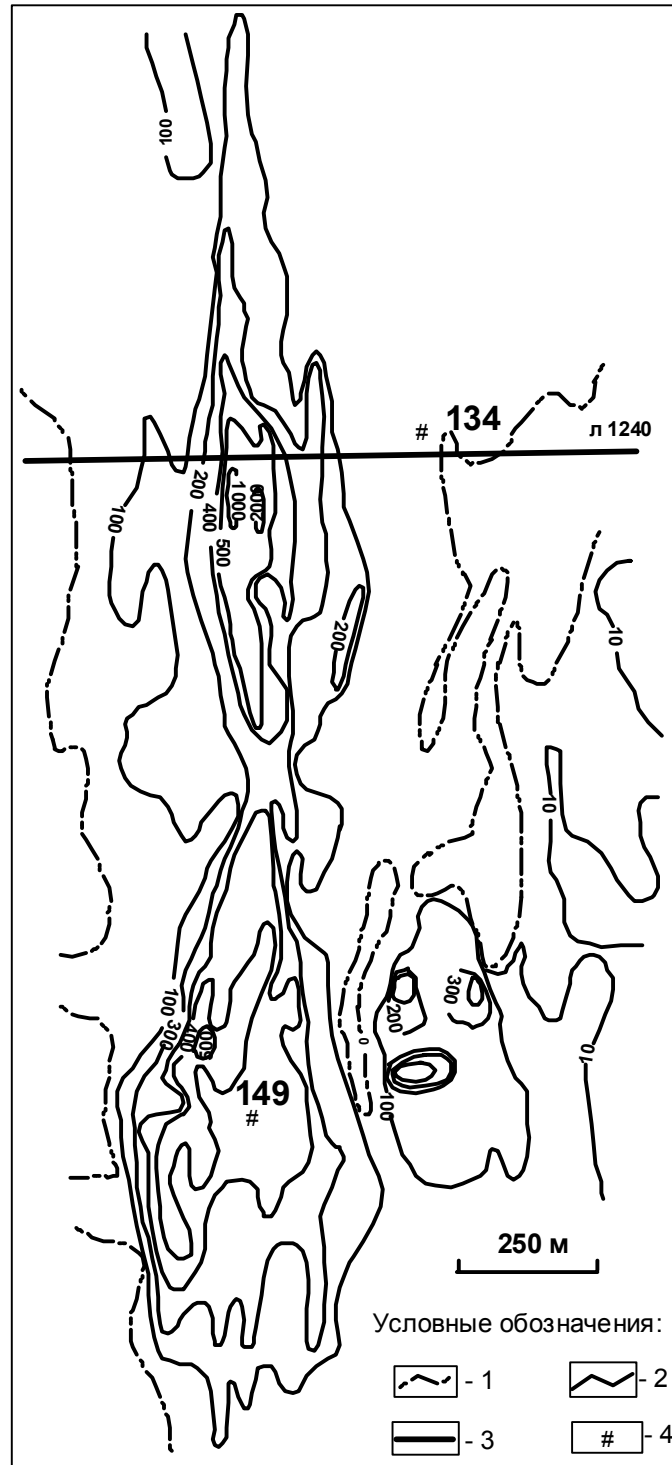


Рис. 1. Карта ΔZ Верх-Лозьвинского магнетитового рудопроявления.

Усл. обозначения: 1 – изолиния нулевых значений поля, 2 – изолиния положительных значений поля, 3 – линия геолого-геофизического профиля 1240, 4 – местоположение скважины и её номер. Значения изолиний даны в $(n \cdot 10)$ нТл.

между разрезами. Программа позволяет проводить расчет 3-х компонент аномального магнитного поля на поверхности, в скважинах для сравнения его с реально измеренными величинами при проведении векторной скважинной магниторазведки. Моделирование проводится одновременно как по внешнему, так и внутреннему полю источников. Внутреннее поле измеряется по скважине в том случае, если она пересекает источник

(рудное тело, сильномагнитные породы). В качестве критерия правильности определения намагниченности источника, используется сравнение расчетного и измеренного его внутреннего магнитного поля. Намагниченность источника поля будет определена правильно, если получено совпадение теоретического и измененного поля внутри источника. А форма – при совпадении поля во внешнем и внутреннем пространстве одновременно [5]. Такой подход позволяет повысить достоверность оконтуривания тел, что проверено на практике бурением [6]. Возможность использования при построении модели одновременно внутреннего и внешнего полей никогда не реализовывалась другими авторами [7]. Разработанная методика моделирования применялась при оценке запасов руд на ряде магнетитовых месторождений в Соколовско-Сарбайском и Качарско-Давыдовском рудных районах Северного Казахстана и утверждении их в Государственной комиссии по запасам при Совете Министров СССР.

Для северного эпицентра магнитной аномалии получены контуры трехмерных источников, определена их намагниченность, которые позволяют уверенно объяснить измеренное поле на поверхности и в скважине 134. Модель состоит из четырех источников поля, представляющих собой пластообразные зоны (тела) вкрапленных или прожилково-вкрапленных бедных магнетитовых руд, залегающих друг под другом (поэтажно) до глубины превышающей 600 м. (рис. 2). Зоны имеют восточное падение под углом около 50° .

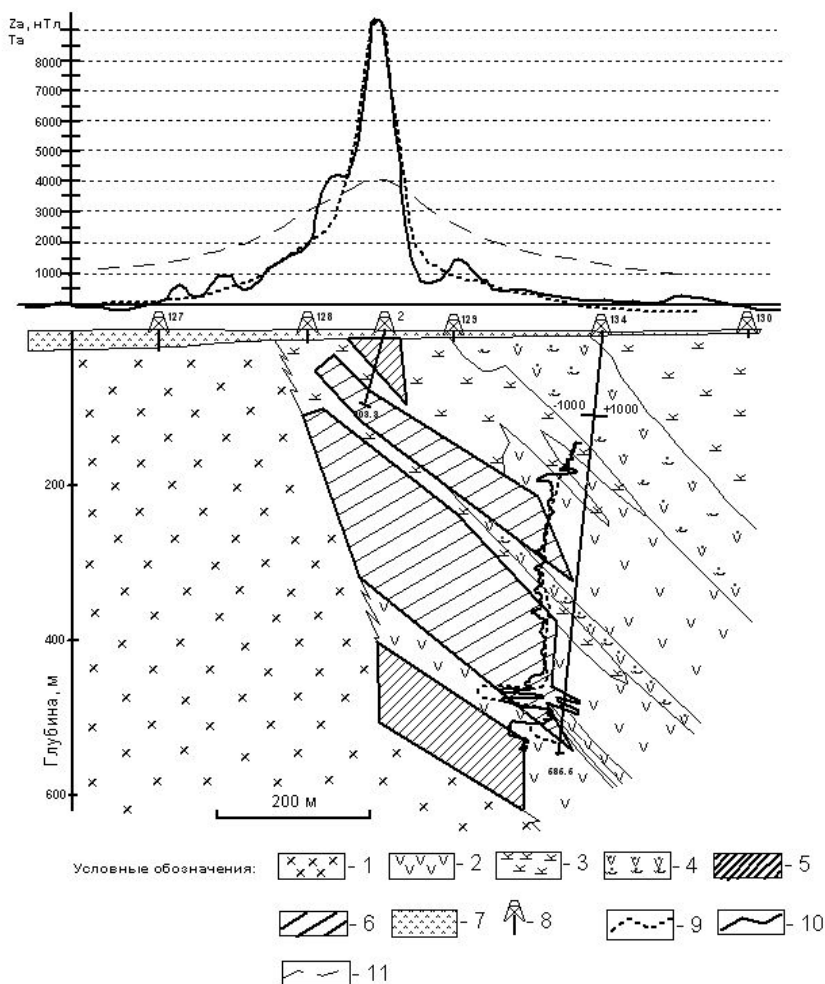


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез по линии 1420 Верх-Лозьвинского магнетитового рудопоявления

Усл. обозначения: 1 – диориты, 2 – порфириды базальтовые основного состава, 3 – порфириды андезито-базальтовые, 4 – туфы андезитовых порфиритов, 5 – магнетитовые руды бедные $I = 20$ А/м, 6 – магнетитовые руды бедные $I_x = 0$, $I_y = 6.3$, $I_z = 14$ А/м, 7 – покровные рыхлые отложения, 8 – скважина и её номер, 9 – теоретическая кривая Z_a от модели, 10 – наблюдаемая кривая ΔZ , 11 – теоретическая кривая $(\Delta T)_a$ по линии профиля на высоте 50 м от земной поверхности

Верхняя зона, пересеченная скважиной 2 залегает от поверхности коренных пород с глубины около 10 м до 100 м. Её

горизонтальные размеры в разрезе составляют около 70 м. Она имеет вертикальную намагниченность близкую к 20 А/м. Такая величина намагниченности соответствует бедным рудам, с содержанием железа общего 25 – 30%.

Вторая зона, вскрытая скважиной 2 в интервале 80 – 103.3 м, залегает под первой зоной на глубинах от 20 до 320 м. Её горизонтальные размеры в разрезе около 300 м. Она имеет наклонную к востоку под углом 75° от вертикали намагниченность. Величина

северной компоненты равна $I_x = 0$ А/м, восточной - $I_y = 6.3$ А/м, вертикальной - $I_z = 14$ А/м. Намагниченная зона может содержать 20 – 25% железа общего.

Третья самая крупная по размерам зона залегает под второй зоной в интервале глубин от 100 до 540 м. В горизонтальной плоскости по линии разреза ее размеры составляют около 320 м. Ее намагниченность близка к намагниченности второй зоны. По содержанию железа общего около 20 – 25%. Этой зоне принадлежат оруденелые породы, вскрытые скважиной 134 на глубинах 470 – 534 м.

Прогнозируется четвертая зона, которая может залегать на глубинах 400 - более 600 м под третьей зоной. Нижняя граница развития зоны точно не определена. Ее горизонтальные размеры в плоскости разреза около 200 м. Она имеет намагниченность близкую к величине намагниченности первой зоны и соответственно близкое содержание железа общего. В направлении с севера на юг размеры оруденелой зоны в целом составляют около 700 м. Намагниченность вмещающих слабоизмененных пород составляет величину до 3 А/м.

В совокупности магнитные зоны образуют по скважине 134 боковую аномалию $Z_a = 2000$ нТл и аномалию пересечения около 3500 нТл на глубинах 470 – 534 м. Рассчитанная кривая Z_a по скважине и поверхности удовлетворительно по величине и морфологии совпадает с измеренной. Расчет Z_a в интервале пересечения скважиной намагниченной зоны, показал теоретическую величину на 25% больше измеренной. Это можно объяснить неоднородной намагниченностью зоны в реальных геологических условиях за счет более высокого содержания магнетита в центральных частях зоны по сравнению с периферией. Центральная часть будет иметь более высокую намагниченность. В расчетах для упрощения модели принята однородная намагниченность по всему объему.

Другие варианты модели, например, предусматривающие наличие богатых или средних по содержанию железа руд и поэтому более компактных по объему не могут объяснить поле одновременно по поверхности и скважине, и отпадают как мало вероятные.

Таким образом, Верх-Лозьвинская магнитная аномалия может быть объяснена наличием бедных магнетитовых руд, залегающих от поверхности фундамента до глубин более чем 600 м образовавшихся по экзоконтакту диоритов и вулканогенно-осадочных пород. Вероятнее всего разработка такого месторождения будет не рентабельной. Однако следует обратить внимание, что геологические условия рудопроявления здесь являются перспективными для поиска в верхах разреза сопутствующих элементов, например, самородного серебра, образующегося в ряде случаев при скарново-магнетитовых процессах, имеющих глубинные корни. Так самородное серебро в промышленных количествах сопутствует магнетитовому оруденению в Соколовско-Сарбайском рудном районе. Можно предложить проведение дополнительных исследований ствола поисковых скважин и в особенности всего керна рентген-радиометрическим методом с целью выделения интервалов с повышенным содержанием серебра. Спектральный анализ проб керна в данном случае малоэффективен. Такие исследования успешно проводились авторами на магнетитовых месторождениях Северного Казахстана и дали хорошие результаты.

Литература:

1. Чурсин А.В., Гаврилова Н.А., Гриневиц С.В. Методика поисков скарново-магнетитовых месторождений Урала методом разновысотной аэромагнитной съемки // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа -ЮГРЫ. Материалы Десятой научно-практической конференции. Под ред. Карасева В. И., Шпильмана А. В., Волкова В. А. Т. 2. Ханты-Мансийск, 2007. С. 260-271.
2. Бахвалов А.Н. Математическое моделирование магнитного поля трехмерных тел при однородной и неоднородной намагниченности // Прикладная геофизика, 1981. № 101. С. 164–173.
3. Бахвалов А.Н., Кусонский О.А. Прямая и обратная задачи моделирования магнитного поля трехмерных тел на ЭВМ на примере железорудных месторождений Северного

- Казахстана // Петрофизические исследования. Сб. научных трудов Института геофизики УрО РАН. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1993. С. 85–93.
4. Бахвалов А.Н., Кусонский О.А. Моделирование магнитного поля железорудных месторождений // Разведка и охрана недр, 1987. № 6. С. 43–48.
 5. Бахвалов А.Н., Иголкина Г.В. Определение намагниченности неоднородных сред по измерениям внутреннего магнитного поля в скважинах на примере траппов Сибирской платформы. Рукопись деп. в ВИНТИ 07.06.87. № 3779-84.
 6. Бахвалов А.Н., Кусонский О.А. Опыт применения математического моделирования трехмерных тел на примере Качарского месторождения магнетитовых руд // Экспресс-информация ВИЭМС. Разведочная геофизика. Отечественный производственный опыт, 1984. Вып. 7. М.: ВИЭМС, 1984. С. 15-24.
 7. Константинов Г.Н., Константинова Л.С. Методические рекомендации по математическому моделированию железорудных месторождений по магнитным полям на ранних стадиях геологоразведочных работ. Новосибирск: СНИИГиМС, 1988. 128 с.

**ОРГАНИЗАЦИЯ НА УРАЛЕ СЕТИ ДОЛГОВРЕМЕННЫХ ПУНКТОВ
НАБЛЮДЕНИЯ ВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ**
Кусонский О.А., Бебнев А.С., Бородин П.Б., Мигачев А.Е., Хрущева В.В.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
zavlab@arudaemon.gsras.ru

В 2007 г. Институт геофизики приступил к созданию в Уральском и Западно-Сибирском регионах сети наблюдательных пунктов, так называемых пунктов векового хода (ПВХ). Сеть ПВХ предназначена для долговременных исследований вековых вариаций и пространственно-временной структуры геомагнитного поля. Вековые вариации представляют собой изменения средних годовых значений элементов земного магнитного поля во времени, а изменение величины компонент поля в течение года называется его вековым ходом. Точные величины этих параметров можно получить только в обсерваториях. Однако, измерения на обсерваториях ведутся немногим более 100 лет в связи с чем эти данные могут быть использованы пока для изучения вековых вариаций с периодом не более 100 лет. В России только в Екатеринбургской обсерватории такие наблюдения охватывают значительно больший период. Он составляет 171 год. Сеть работающих обсерваторий редкая, особенно в Урало-Сибирском регионе. Поэтому для этих исследований используются измерения на ПВХ, где наблюдения проводятся периодически один раз в год или реже.

Екатеринбургская обсерватория, созданная в 1836 г., проводила большую работу по исследованию вековых изменений земного магнетизма путем наблюдений на опорных (повторных) пунктах вначале в окрестностях г. Екатеринбурга, а в период с 1887 по 1939 год на специальной сети пунктов, которая формировалась по мере проведения исследований (*Из неопубликованных рукописных работ Р. Г. Абельса, хранящихся в обсерватории «Арти»: «Работа Свердловской магнитной обсерватории по магнитной съемке и исследованию вековых вариаций за время с 1887 по 1939 год» и «Вековой ход геомагнитных элементов в Свердловской (Екатеринбургской) обсерватории до 1887 года»*). Сеть пунктов охватывала территорию Урала, Западной Сибири и части Казахстана. Первые такие пункты располагались в Салехарде, Тобольске, Тюмени, Камышлове, Филькино, Нарыме, Петропавловске, Барнауле, Павлодаре, Семипалатинске, Тополевмых (близ озера Зайсан) и других местах. В 1928-1939 годах сеть была расширена. Добавились Чердынь, Трухията (близ Перми), Троицк, Эмба, Актюбинск, Александровское (на Оби), Томск, Балхаш, Джезказган и некоторые другие. В большинстве указанных пунктов в последующие годы наблюдения повторялись от одного до четырех раз. Исследования проводились до 1910 г. по собственной инициативе обсерватории, а в последующие три десятилетия до 1940 г. - в рамках осуществления магнитной съемки территории Российской Империи и СССР [1].

Важнейшим результатом этих исследований явилось составление для территории СССР первых карт изопор всех магнитных элементов для периода 1930–1935 г.г. [2]. Затем созданный в 1940 г. ИЗМИРАН взял на себя магнитную съемку и дальнейшие исследования по обновлению карт векового хода территории СССР. В это же время были начаты исследования морфологии вековых вариаций геомагнитного поля [3]. Впервые были определены виды источников, ответственных за структурные особенности поля и его вековых вариаций [4]. Институт геофизики в 1960–1980 годах также проводил наблюдения на ПВХ.

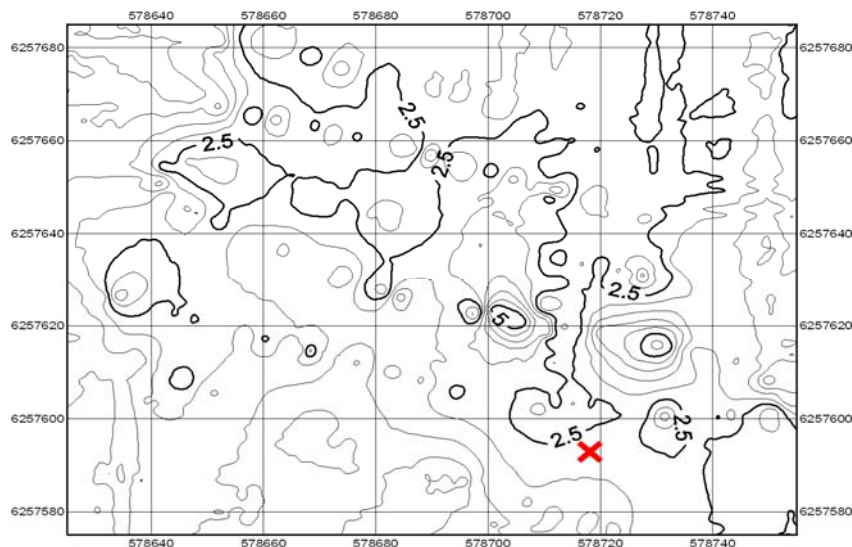
Начиная с 1990 года, исследования на ПВХ были полностью прекращены. В основном это связано с проблемами финансирования. Кроме того, с развитием спутниковых измерений считалось, что производство наблюдений на ПВХ становится не актуальным, т. к. данные о вековых вариациях, получаемые спутниками способны их заменить. Однако, сравнения спутниковых и наземных данных показывают, что спутниковые измерения в достаточной степени не обеспечивают достоверность пространственно-временной структуры вековых вариаций [5]. В других странах работы на ПВХ вновь были возобновлены, и в последние годы ускоренно развиваются. На XXIII Генеральной Ассамблее IUGG (Саппоро, июль 2003) была принята специальная Резолюция IAGA № 4 о необходимости дальнейшего развития

работ в этом направлении. В странах Европы, США, Канаде, Австралии регулярно проводятся измерения элементов геомагнитного поля на ПВХ. Полученные данные используются для построения карт. Карты широко востребованы организациями IAGA и крайне необходимы для фундаментальных и прикладных геофизических исследований. Такие данные важны для геофизических исследований обширной территории России, особенно Сибири и Урала, где проводится геологическое изучение районов и масштабные работы по поиску и добыче углеводородов, других полезных ископаемых, и где обсерватории находятся друг от друга на расстоянии тысяч километров.

В последние годы возобновляются наблюдения на ПВХ в Сибири с использованием новой цифровой техники [6]. Приступил к созданию Уральской сети ПВХ на новом методическом и аппаратурном уровне и Институт геофизики. На территории Оренбургской, Челябинской и Свердловской областей от д. Хмелевки на юге до п. Полуночное на севере в первый же год были организованы 13 таких пунктов (табл.). Расстояние между южным и северным пунктами составляет более 1000 км. Предусматривается решение следующих задач: совершенствование методики наблюдений на ПВХ применительно к современным условиям исследований и обширным территориям; проведение наблюдений в реальных геолого-геофизических условиях изучаемых территорий; выявление особенностей и аномалий векового хода геомагнитного поля; построение карт элементов геомагнитного поля для различных эпох; совместный анализ данных с результатами наблюдений со спутников; построение моделей источников региональных аномалий векового хода.

Выбор места расположения пунктов осуществлялся исходя из следующих требований. Для исключения влияния техногенных помех район ПВХ должен быть достаточно удален от крупных промышленных объектов, транспортных магистралей, трубопроводов, высоковольтных линий. Во-вторых, на участке где выбирается пункт не должно быть магнитного «мусора». Магнитное поле на территории ПВХ (её площадь выбирается не менее 100-150 м²) должно быть по возможности однородным, вертикальные и горизонтальные градиенты минимальны.

Методика организации отдельного пункта на местности включала проведение высокоточной магнитной съемки выбранного участка масштаба 1:100. Съемкой обследовался участок с минимальными размерами 10 на 10 м и максимальными 200 на 200 м в зависимости от условий местности (рис. 1). Затем осуществляется выбор места заложения долговременного репера (знака), оборудование репера и проведение непрерывных наблюдений модуля полного вектора поля над этим репером в течение суток и более [7]. Репер представляет собой вкопанную в землю асбоцементную трубу диаметром 100 мм и длиной около 1 м. Внутри трубы заливался цементный раствор. Труба возвышается над



уровнем земли на 10 – 15 см. Координаты положения репера определяются с помощью спутниковой навигационной системы GPS с погрешностью 2-3 м.

Рис. 1. Карта градиента модуля геомагнитного поля (по результатам площадной съемки на высоте 2м и 3м на ПВХ Головино, крестиком обозначено место установки прибора при наблюдении вариаций).

Для съемки и наблюдений поля использовалась современная магнитометрическая аппаратура. Это квантовый магнитометр (градиентометр)-вариометр *Scintrex SM-5 NAVMAG* (Канада). Наблюдения поля выполнялись с частотой 1 Гц, чувствительностью 0.01 нТл и погрешностью измерения абсолютной величины поля (1–2) нТл. Наблюдения велись двумя датчиками синхронно, размещенными по вертикальной линии на высоте 2-х и 3-х метров (рис. 2).

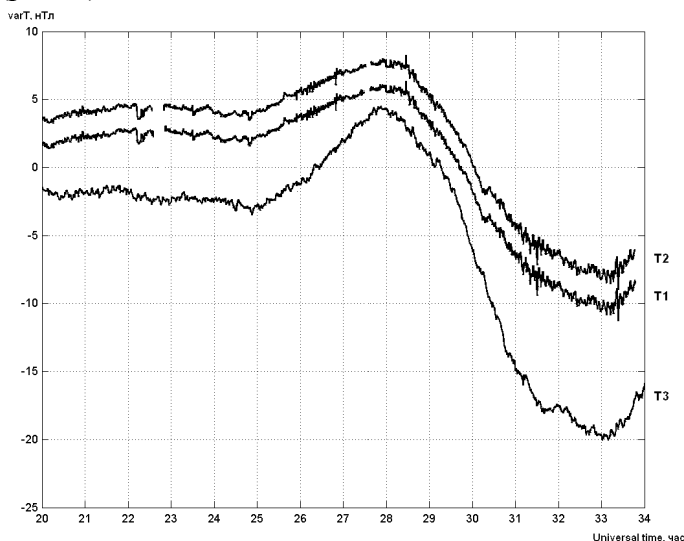


Рис. 2. Вариации модуля полного вектора геомагнитного поля, зарегистрированные на пункте Полуночное (T1, T2 – вариации на высоте 2м и 3м соответственно, T3-вариации, зарегистрированные на обсерватории «Аркти»).

Для каждого пункта определены величины модуля T на момент наблюдения и прогнозные среднегодовые значения (табл.). В столбцах с данными указаны значения поля на высоте 2 м (в верхней строке) и 3 м (в нижней строке).

Результаты наблюдения модуля полного вектора T на Уральской сети ПВХ в 2007 г.

Пункт наблюдений	Географические координаты			Дата наблюдений	Величина модуля T на дату наблюдения, нТл	Прогнозные среднегодовые значения модуля T , нТл
	Широта, град	Долгота, град	Высота, м			
Полуночное	60.870	60.435	202	9.10.2007	56303.9	56294
					56290.8	56281
Киселевка	59.643	60.407	154	8.10.2007	56055.6	56046
					56052.2	56042
Косьвинский Камень	59.544	59.092	734	11.10.2007	57293.3	57283
					-	-
Головино	56.456	58.277	335	13.07.2007	56392.6	56393
					56390.7	56391
Токари	56.387	58.124	335	10.07.2007	56555.6	56556
					56554.8	56555
Бараба	56.292	58.381	304	12.07.2007	56211.5	56212
					56210.1	56211
Сенная	56.262	58.616	324	11.07.2007	55716.5	55717
					-	-
Верхнее Бобино	56.049	58.452	359	11.08.2007	55431	55426
					-	-
Кугузли	55.642	58.494	274	12.08.2007	55189	55184
					-	-
Катав-Ивановск	54.678	58.318	836	14.08.2007	54929	54924
					-	-
Оренбург-1	51.736	55.032	79	25.08.2007	53580	53575
					-	-
Хмелевка	51.617	57.915	221	28.08.2007	54791	54786
					-	-
Оренбург-2	51.206	54.774	114	26.08.2007	53671	53666
					-	-

Прогнозные среднегодовые значения на 2007 г. получены путем сравнения среднемесячных величин со среднегодовыми для 2005 и 2006 г.г. по данным обсерватории «Арти». Вычислялись средние значения разностей среднемесячных и среднегодовых значений для 2005 и 2006 г.г, которые добавлялись к среднему значению модуля геомагнитного поля на данном ПВХ на дату наблюдения.

По результатам наблюдения на ПВХ, расположенных в пределах Манчажской аномалии, определена современная величина аномальной составляющей модуля T , с использованием глобальной модели $IGRF$ нормального поля, полученного по спутниковым данным для эпохи 2007 г. (рис. 3) [7].

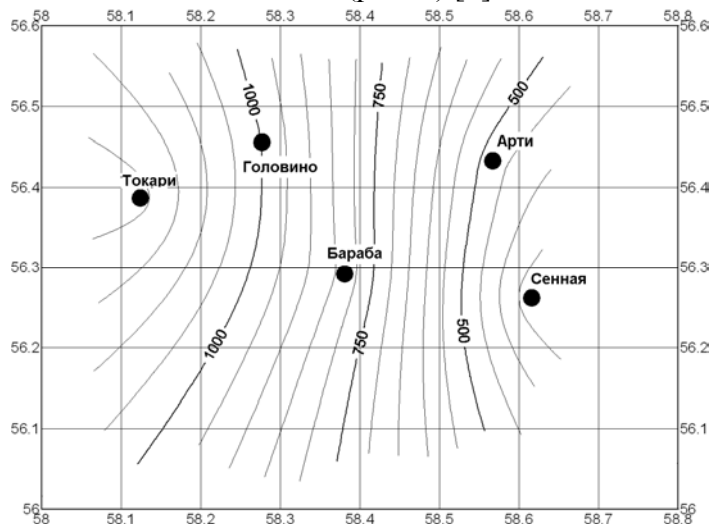


Рис. 3. Карта аномальной части модуля геомагнитного поля по результатам наблюдения на ПВХ на территории Манчажской аномалии в 2007 году. Нормальное поле рассчитано на эпоху 2007 года при использовании коэффициентов $IGRF$. Изолинии проведены через 250 нТл.

С 1995 г. наблюдается уменьшение аномальной величины модуля примерно на 2 нТл/год.

Планируется продолжить наблюдения на ПВХ в следующем году, расширить сеть, применить

компонентные измерения и получить первые данные о вековом ходе.

Литература:

1. Абельс Р.Г. О точности результатов магнитных наблюдений на повторных пунктах // Информационный сборник по земному магнетизму и электричеству, 1937. №4. С. 37-40.
2. Малинина Н.Е., Орлов В.П. Тр. ГГО. 1937. Т. 17. С. 92–108.
3. Головкин В.П., Колосов Г.И., Ротанова Н.М. Динамика главного магнитного поля Земли // Электромагнитные и плазменные процессы от Солнца до ядра Земли. М.: Наука, 1989. С. 212–232
4. Калинин Ю.Д. Вековые геомагнитные вариации. Новосибирск: Наука, 1984. 159 с.
5. Ладынин А.В., Попов А.А., Семаков Н.Н. Вековые вариации геомагнитного поля: сравнение спутниковых и наземных данных // Геология и геофизика. 2006, т. 47, № 2. С. 278–291.
6. Ладынин А.В., Павлов А.Ф., Попов А.А., Семаков Н.Н., Хомутов С.Ю. Методика изучения вековых вариаций геомагнитного поля по измерениям на обсерваториях и пунктах векового хода с использованием феррозондовых теодолитов // Геология и геофизика. 2006, т. 47, № 6. С. 800–811.
7. Пушков А.Н. К возможности определения вековых вариаций компонент геомагнитного поля по распределению вариаций модуля полного вектора // Геомагнетизм и аэрномия. 1972, т. 12, № 3. С. 519–523.
8. Бебнев А.С. Влияние Манчажской магнитной аномалии на вековой ход компонент геомагнитного поля на обсерватории «Арти» в период 1972-2004 гг. // VIII уральская молодежная школа по геофизике: Сборник научных материалов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2007. С. 25-29.
9. Бебнев А.С. Динамика интенсивности Манчажской магнитной аномалии в районе обсерватории «Арти» в период 1985-2005 г.г. // Четвертые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2007. С. 156-158.