РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Институт геофизики Уральского отделения
Российский фонд фундаментальных исследований
Уральское отделение Евро-Азиатского геофизического общества

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

Материалы 33-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского

Екатеринбург, 30 января – 3 февраля 2006 г.

Екатеринбург
2006

УДК 550.3:061.2/.4
В 748

Рекомендовано к изданию Ученым советом Института геофизики УрО РАН

В748 **Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей:** Материалы 33-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Екатеринбург, 30 января – 3 февраля 2006 г. – Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2006. – 465 с.

В сборнике представлены доклады 33-й сессии Международного семинара имени Д.Г. Успенского, основанного академиком Владимиром Николаевичем Страховым. Семинар проходил с 30 января по 3 февраля 2006 г. и был посвящён памяти одного из основателей Уральской школы теоретической геофизики Александра Вениаминовича Цирульского. В докладах отражена тематика работавших в рамках семинара секций: теории интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей; геологического истолкования результатов интерпретации; моделирования и компьютерных технологий, а также вопросов геодинамики, глубинного строения континентов и океанов.

Публикуемые материалы представляют интерес для широкого круга специалистов, занимающихся теорией и практикой применения методов гравиметрии, магнитометрии и электрометрии и проблемами комплексной интерпретации. Сборник также адресован преподавателям и студентам высших учебных заведений геолого-геофизического профиля.

Организаторы семинара выражают благодарность Российскому фонду фундаментальных исследований за финансовую поодержку (грант РФФИ № 06-05-74003).

Оргкомитет 33-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского:

Председатель Оргкомитета –
***Петр Сергеевич Мартышко**, директор Института геофизики УрО РАН, д.ф.-м.н., профессор.*

Почетный председатель семинара –
***Владимир Николаевич Страхов**, академик РАН.*

Ученый секретарь семинара –
***А.Ф. Шестаков**, канд. физ.-мат. наук (ИГФ УрО РАН).*

Члены Оргкомитета:
***В.И. Старостенко**, академик НАН Украины, директор ИГФ НАН (Киев)*
***Ю.И. Блох**, профессор, доктор физ.-мат. наук (МГГРУ, Москва)*
***А.И. Кобрунов**, профессор, доктор физ.-мат. наук, (УГТУ, Ухта)*
***В.О. Михайлов**, доктор физ.-мат. наук (ИФЗ РАН, Москва)*
***А.А. Никитин**, профессор, доктор физ.-мат. наук, зав. каф. (МГГРУ, Москва)*
***В.М. Новоселицкий**, профессор, доктор геол.-мин. наук. (ГИ УрО РАН, Пермь)*

***Т.В. Романюк**, доктор физ.-мат. наук (ИФЗ РАН, Москва)*
***А.Н. Ратушняк**, канд. тех. наук (ИГФ УрО РАН, Екатеринбург)*

© ИГФ УрО РАН, 2006

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИНТЕГРАЛЬНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ДВУМЕРНЫХ ЗАДАЧ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО КАРОТАЖА

П.Н. Александров

ЦГЭМИ ИФЗ РАН, г.Троицк Московской обл., Россия

Решение двумерных задач электромагнитного каротажа представляет в настоящий время актуальную задачу геоэлектрики. Для радиально неоднородной горизонтально слоистой модели геоэлектрической модели среды решение прямой задачи находится с помощью интегрального преобразования Ханкеля. Каждая однородная область рассматривается как анизотропная в цилиндрической системе координат по электропроводности и магнитной проницаемости. Используется преобразование Ханкеля первого порядка, поскольку в этом случае полученные интеграла от произведения функций Бесселя в конечных пределах интегрирования выражаются в явном виде. Это позволяет сформировать систему дифференциальных уравнений первого порядка относительно дифференцирования по вертикальной координате и вектора, непрерывного на горизонтальных границах раздела сред, и матрицы, зависящей от параметра преобразования Ханкеля и электромагнитных параметров радиально неоднородного слоя. Решение систем дифференциальных уравнений первого порядка выражается через экспоненту от матрицы и вектор неизвестных коэффициентов. Дальнейшее решение находится с помощью системы алгебраических уравнений относительно векторов неизвестных коэффициентов для каждого слоя, которая получается в результате удовлетворения граничным условиям.

Полученное решение позволяет учитывать в модели среды тонкие прослои, такие как глинистая корка. Анизотропия электромагнитных параметров позволяет моделировать процессы трещинно образования, которые появляются в результате геодинамических процессов при появлении в среде скважины (возникновение азимутальных и радиальных трещин отрыва). Время вычисления по программе, разработанной на основе предложенного решения, зависит от числа слоем и составляет около минуты для каждого горизонтального радиально неоднородного слоя на современном компьютере.

Рассмотрим азимутально-однородную горизонтально слоистую среду. Положим, что поле обладает осевой симметрией и не зависит от азимутальной

координаты. Тогда система уравнений Максвелла, записанная в частотной области, приобретет вид

$$f_3(t_1,t_2) = \frac{1}{2}[- f_2(t_1,-1)|t_2-1| + f_2(t_1,1)|t_2-1| -$$
$$- f_2(-1,t_2)|t_1-1| + f_2(1,t_2)|t_1+1|];$$

$$\frac{\partial}{\partial z}E_r = \frac{\partial}{\partial r}E_z - i\omega\mu_{\theta\theta}H_\theta - i\omega B_\theta^{ex}$$

$$E_z = \frac{1}{\sigma_{zz}}(\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}(rH_\theta)) - \frac{1}{\sigma_{zz}}J_z^{ex}$$

Воспользуемся преобразованием Фурье-Бесселя

$$f(\rho) = \int_0^\infty F(r)J_n(\rho r)rdr$$

для которого существует обратное преобразование $F(r) = \int_0^\infty f(\rho)J_n(\rho r)\rho\, d\rho$.

Найдем преобразование Фурье-Бесселя от выражения $\frac{\partial}{\partial r}E_z$:

$$\int_0^\infty \frac{\partial}{\partial r}E_z J_n(\rho r)rdr \frac{\partial}{\partial r}E_z = \int_0^\infty \frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{1}{\sigma_{zz}}(\frac{1}{r}H_\theta + \frac{\partial}{\partial r}H_\theta)\right)J_n(\rho r)rdr =$$

$$\frac{1}{\sigma_{zz}}(\frac{1}{r}H_\theta + \frac{\partial}{\partial r}H_\theta)J_n(\rho r)r\Big|_0^\infty - \frac{1}{\sigma_{zz}}H_\theta\left((n+1)J_n(\rho r) - \rho rJ_{n+1}(\rho r)\right)\Big|_0^\infty$$

$$+ \int_0^\infty \frac{1}{\sigma_{zz}}H_\theta(-r\rho^2 + \frac{n^2-1}{r})J_n(\rho r)dr + \int_0^\infty (\frac{\partial}{\partial r}\frac{1}{\sigma_{zz}})H_\theta\left((n+1)J_n(\rho r) - \rho rJ_{n+1}(\rho r)\right)dr$$

Отсюда следует, что только в случае $n^2 = 1$ можно воспользоваться интегралами Ломмеля и таким образом вычислить интегралы по радиальной координате в явном виде через функции Бесселя. В противном случае интегралы в явном виде не имеют аналитического выражения и, в вычислительном плане, это создает сложную проблему.

Полагаем $H_\theta(r) = \int_0^\infty \widetilde{H}_\theta(\rho')J_1(r\rho')\rho'd\rho'$, тогда

$$\frac{1}{\sigma_{zz}}(\frac{1}{r}\int_0^\infty \widetilde{H}_\theta(\rho')J_1(r\rho')\rho'd\rho' + \frac{\partial}{\partial r}\int_0^\infty \widetilde{H}_\theta(\rho')J_1(r\rho')\rho'd\rho')J_1(\rho r)r\Big|_0^\infty - \frac{1}{\sigma_{zz}}\int_0^\infty \widetilde{H}_\theta(\rho')J_1(r\rho')\rho'd\rho'\rho J_0(\rho r)r\Big|_0^\infty$$

$$- \int_0^\infty \frac{1}{\sigma_{zz}}\int_0^\infty \widetilde{H}_\theta(\rho')J_1(r\rho')\rho'd\rho'\rho^2 J_1(\rho r)rdr + \int_0^\infty (\frac{\partial}{\partial r}\frac{1}{\sigma_{zz}})\int_0^\infty \widetilde{H}_\theta(\rho')J_1(r\rho')\rho'd\rho'\rho J_0(\rho r)rdr =$$

$$- \int_0^\infty\int_0^\infty \frac{1}{\sigma_{zz}}J_1(r\rho')J_1(\rho r)rdr\rho^2\widetilde{H}_\theta(\rho')\rho'd\rho' + \int_0^\infty\int_0^\infty (\frac{\partial}{\partial r}\frac{1}{\sigma_{zz}})J_1(r\rho')J_0(\rho r)rdr\rho\widetilde{H}_\theta(\rho')\rho'd\rho'$$

поскольку при $r = 0$ выражение

$J_1(r\rho')J_1(\rho r) + r\rho'J_0(r\rho')J_1(\rho r) - J_1(r\rho')J_1(\rho r) - r\rho J_1(r\rho')J_0(\rho r) = 0$.

Полагая среду кусочно-постоянной с числом границ N (граница $N+1$ находится в бесконечности) и используя интегралы Ломмеля (Корн,Корн, с.668), получим

$$\int_0^\infty \frac{1}{\sigma_{zz}} J_1(r\rho')J_1(\rho r)rdr = \sum_{i=1}^{N} \frac{1}{\sigma_{zz}^{i}} \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(r\rho')J_1(\rho r)rdr = \sum_{i=1}^{N} \frac{1}{\sigma_{zz}^{i}} \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(r\rho')J_1(\rho r)rdr$$

где

$$\int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(r\rho')J_1(\rho r)rdr =$$

$$\begin{cases} \dfrac{-\rho' r_{i+1} J_1(\rho r_{i+1})J_0(\rho' r_{i+1}) + \rho r_{i+1} J_1(\rho' r_{i+1})J_0(\rho r_{i+1}) + \rho' r_i J_1(\rho r_i)J_0(\rho' r_i) - \rho r_i J_1(\rho' r_i)J_0(\rho r_i)}{\rho'^2 - \rho^2}, \rho'^2 - \rho^2 \neq 0 \\ \dfrac{\rho r_{i+1}^2 J_1(\rho r_{i+1})^2 - 2r_{i+1} J_1(\rho r_{i+1})J_0(\rho r_{i+1}) + \rho r_{i+1}^2 J_0(\rho r_{i+1})^2 - \rho r_i^2 J_1(\rho r_i)^2 + 2r_i J_1(\rho r_i)J_0(\rho r_i) - \rho r_i^2 J_0(\rho r_i)^2}{2\rho}, \rho' = \rho \end{cases},$$

$$\int_0^\infty \left(\frac{\partial}{\partial r}\frac{1}{\sigma_{zz}}\right) J_1(r\rho')J_0(\rho r)rdr = \sum_{i=1}^{N} \left(\Delta \frac{1}{\sigma_{zz}^{i}}\right) J_1(r_i\rho')J_0(\rho r_i)r_i, \quad \Delta \frac{1}{\sigma_{zz}^{i}} = \frac{1}{\sigma_{zz}^{i+1}} - \frac{1}{\sigma_{zz}^{i}}.$$

Аналогично преобразуем оставшиеся выражения во втором уравнении системы уравнений Максвелла:

$$\int_0^\infty \left[\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{1}{\sigma_{zz}} J_z^{ex}\right) + i\omega \mu_{\theta\theta} H_\theta + i\omega B_\theta^{ex} \right] J_1(\rho r)rdr =$$

$$i\omega \int_0^\infty \sum_{i=1}^{N} \mu_{\theta\theta}^{i} \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(r\rho')J_1(\rho r)rdr \mu_{\theta\theta} \widetilde{H}_\phi(\rho')\rho' d\rho' - \int_{R_s} \frac{1}{\sigma_{zz}} J_z^{ex} J_0(\rho r)\rho rdr + i\omega \widetilde{B}_\theta^{ex}$$

Таким образом, получаем для второго уравнения

$$\frac{\partial}{\partial z}\widetilde{E}_r = -\int_0^\infty \left[\sum_{i=1}^{N} \frac{1}{\sigma_{zz}^{i}} \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(r\rho')J_1(\rho r)rdr \right] \rho^2 \widetilde{H}_\phi(\rho')\rho' d\rho' + \int_0^\infty \sum_{i=1}^{N} \left(\Delta \frac{1}{\sigma_{zz}^{i}}\right) J_1(r_i\rho')J_0(\rho r_i)r_i\rho \widetilde{H}_\phi(\rho')\rho' d\rho'$$

$$- i\omega \int_0^\infty \left[\sum_{i=1}^{N} \mu_{\theta\theta}^{i} \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(r\rho')J_1(\rho r)rdr \right] \widetilde{H}_\phi(\rho')\rho' d\rho' + \int_{R_s} \frac{1}{\sigma_{zz}} J_z^{ex} J_0(\rho r)\rho rdr - i\omega \widetilde{B}_\theta^{ex}$$

Из первого уравнения

$$\frac{\partial}{\partial z} H_\theta = -\sigma_{rr} E_r - J_r^{ex}$$

с использованием предыдущего подхода получим

$$\frac{\partial}{\partial z}\widetilde{H}_\theta = -\int_0^\infty \sigma_{rr} \int_0^\infty \widetilde{E}_r(\rho')J_1(r\rho')\rho' d\rho' J_1(r\rho)rdr - \widetilde{J}_r^{ex} = -\int_0^\infty \left[\sum_{i=1}^{N} \sigma_{rr}^{i} \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(r\rho')J_1(\rho r)rdr \right] \widetilde{E}_r(\rho')\rho' d\rho' - \widetilde{J}_r^{ex}$$

Тогда

$$\frac{\partial}{\partial z}\widetilde{H}_\theta = -\int_0^\infty \left[\sum_{i=1}^{N} \sigma_{rr}^{i} \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(r\rho')J_1(\rho r)rdr \right] \widetilde{E}_r(\rho')\rho' d\rho' - \widetilde{J}_r^{ex}$$

$$\frac{\partial}{\partial z}\widetilde{E}_r = -\int_0^\infty \left[\sum_{i=1}^{N} \frac{1}{\sigma_{zz}^{i}} \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(r\rho')J_1(\rho r)rdr \right] \rho^2 \widetilde{H}_\theta(\rho')\rho' d\rho' + \int_0^\infty \sum_{i=1}^{N} \left(\Delta \frac{1}{\sigma_{zz}^{i}}\right) J_1(r_i\rho')J_0(\rho r_i)r_i\rho \widetilde{H}_\theta(\rho')\rho' d\rho'$$

$$- i\omega \int_0^\infty \left[\sum_{i=1}^{N} \mu_{\theta\theta}^{i} \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(r\rho')J_1(\rho r)rdr \right] \widetilde{H}_\theta(\rho')\rho' d\rho' + \int_{R_s} \frac{1}{\sigma_{zz}} J_z^{ex} J_0(\rho r)\rho rdr - i\omega \widetilde{B}_\theta^{ex} .$$

В случае однородной среды, используя свойство

$$\int_0^\infty J_n(\rho r)J_n(\rho' r)rdr = \frac{1}{\rho}\delta(\rho - \rho') = \frac{1}{\rho'}\delta(\rho - \rho')$$

получим

$$\frac{\partial}{\partial z}\widetilde{H}_\theta = -\sigma_{rr}\widetilde{E}_r(\rho) - \widetilde{J}_r^{ex}$$

$$\frac{\partial}{\partial z}\widetilde{E}_r = -(\frac{1}{\sigma_{zz}}\rho^2 + i\omega\mu_{\theta\theta})\widetilde{H}_\theta(\rho) + \int_{R_s}\frac{1}{\sigma_{zz}}J_z^{ex}J_0(\rho r)\rho rdr - i\omega\widetilde{B}_\theta^{ex}$$

Для каждого слоя добавим и вычтем выражения связанные с внешней бесконечным слоем. Тогда окончательно получим

$$\frac{\partial}{\partial z}\widetilde{H}_\theta = -\int_0^\infty\left[\sum_{i=1}^{N-1}(\sigma_{rr}^{\,i} - \sigma_{rr}^{\,N})\int_{r_i}^{r_{i-1}}J_1(r\rho')J_1(\rho r)rdr\right]\widetilde{E}_r(\rho')\rho'd\rho' - \sigma_{rr}^{\,N}\widetilde{E}_r(\rho) - \widetilde{J}_r^{ex}$$

$$\frac{\partial}{\partial z}\widetilde{E}_r = -\int_0^\infty\left[\sum_{i=1}^{N-1}(\frac{1}{\sigma_{zz}^{\,i}} - \frac{1}{\sigma_{zz}^{\,N}})\int_{r_i}^{r_{i+1}}J_1(r\rho')J_1(\rho r)rdr\right]\rho^2\widetilde{H}_\theta(\rho')\rho'd\rho'$$

$$+\int_0^\infty\sum_{i=1}^{N}(\Delta\frac{1}{\sigma_{zz}^{\,i}})J_1(r_i\rho')J_0(\rho r_i)r_i\rho\widetilde{H}_\theta(\rho')\rho'd\rho'$$

$$-i\omega\int_0^\infty\left[\sum_{i=1}^{N}(\mu_{\theta\theta}^{\,i} - \mu_{\theta\theta}^{\,N})\int_{r_i}^{r_{i+1}}J_1(r\rho')J_1(\rho r)rdr\right]\widetilde{H}_\theta(\rho')\rho'd\rho' \quad .$$

$$-(\frac{1}{\sigma_{zz}^{\,N}}\rho^2 + i\omega\mu_{\theta\theta}^{\,N})\widetilde{H}_\theta(\rho) + \int_{R_s}\frac{1}{\sigma_{zz}}J_z^{ex}J_0(\rho r)\rho rdr - i\omega\widetilde{B}_\theta^{ex}$$

Для вертикального стороннего тока найдем

$$\int_0^a\frac{1}{\sigma_{zz}}J_z^{ex}J_0(\rho r)\rho rdr = \frac{1}{\sigma_{zz}}J_z^{ex}\int_0^a J_0(\rho r)\rho rdr = \frac{1}{\sigma_{zz}}J_z^{ex}J_1(a\rho)$$

Таким образом, заменяя несобственные интегралы конечными суммами получим систему уравнений вида

$$\frac{\partial}{\partial z}\mathbf{X} = \begin{pmatrix}[0] & L_{12}\\ L_{21} & [0]\end{pmatrix}\mathbf{X} + \mathbf{Y}^{ext}\ , \text{где } \mathbf{X} = \begin{pmatrix}\mathbf{H}_\theta\\ \mathbf{E}_r\end{pmatrix},\ \mathbf{Y}^{ext} = \begin{pmatrix}[0]\\ \mathbf{J}_z^{ext}\end{pmatrix}.$$

Отсюда можно получить $\frac{\partial^2}{\partial z^2}\mathbf{H}_\theta = L_{12}L_{21}\mathbf{H}_\theta + L_{12}\mathbf{J}_z^{ext}$, решение которой имеет вид

$$\mathbf{H}_\theta = ve^{\sqrt{\lambda}z}\mathbf{C}_1 + ve^{-\sqrt{\lambda}z}\mathbf{C}_2 + \mathbf{H}_\theta^{\,f}$$

где λ, $\mathrm{Re}(\lambda) > 0$ - собственные значения матрицы $L_{12}L_{21} = v\lambda v^{-1}$, v - матрица, составленная из собственных векторов матрицы $L_{12}L_{21}$ соответствующих собственным значениям этой матрицы.

Удовлетворяя граничным условиям на границе раздела сред по координате z с номерами 1 и 2:

$$[\mathbf{H}_\theta] = 0 \text{ и } \left[L_{12}^{\,1}\frac{\partial}{\partial z}\mathbf{H}_\theta^{\,1} - L_{12}^{\,2}\frac{\partial}{\partial z}\mathbf{H}_\theta^{\,2}\right] = 0$$

найдем неизвестные коэффициенты и таким образом решим прямую двумерную задачу для радиально – неоднородной и горизонтально – слоистой модели среды.

Результаты решения двумерной задачи в скважинном варианте представлены на рис.1. Горизонтальная граница находится на оси z с координатой $z = 1$м, скважина диаметром 0.1м с электропроводностью 0.1 См/м. Внешние области сред с электропроводностью 0.01См/м (верхний слой), 0.05См/м (нижний слой).

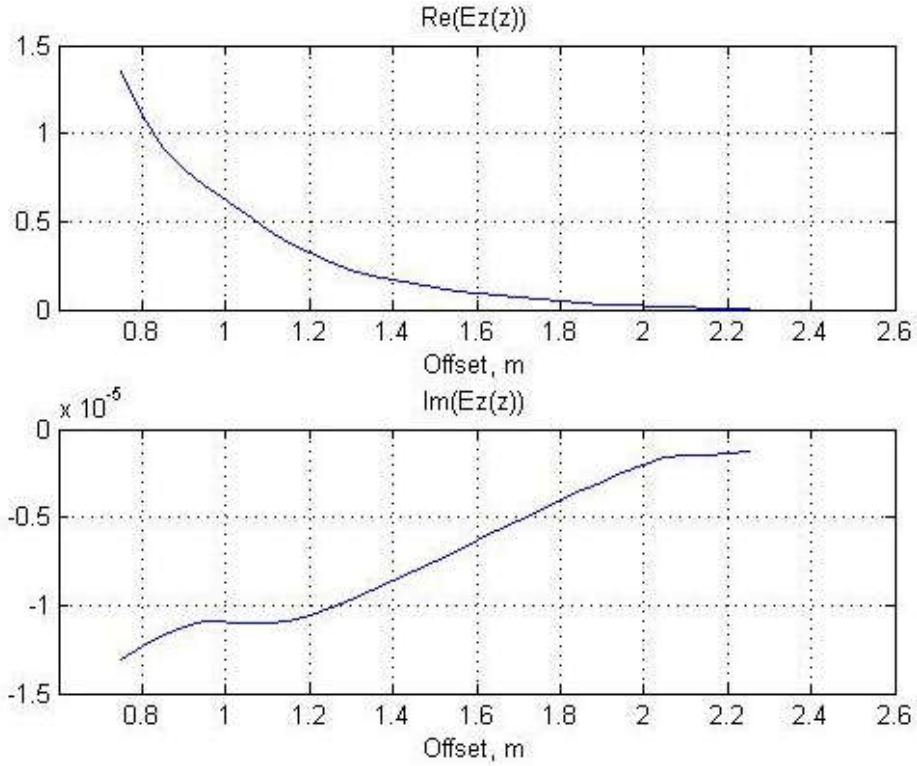


Рис.1. Действительная и мнимая части вертикальной составляющей электрического поля $E_z = \frac{1}{\sigma_{zz}}(\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}(rH_\theta)) - \frac{1}{\sigma_{zz}}J_z^{ex}$ на оси скважины для источника (вертикальный электрический диполя), находящегося в точке с координатой $z = 0$ на частоте 1000Гц.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ПРИ РЕШЕНИИ ДИСКРЕТНОГО УРАВНЕНИЯ ЛАПЛАСА С РАЗЛИЧНЫМИ КРАЕВЫМИ УСЛОВИЯМИ

З.З. Арсанукаев

Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, г .Москва

Развитие вычислительной техники в последние годы позволило по-новому взглянуть на использование математических методов при интерпретации опытных данных. Сказанное относится и к решению обратной задачи в геофизике. Как известно, эта задача относится к числу некорректно поставленных. Классический метод решения обратной задачи сводится к многократному решению прямой задачи до получения согласованных по какому либо критерию вычисленного и наблюденного значений поля для пробного источника поля. Этот метод является очень трудоемким из-за большого количества прямых задач, которые необходимо здесь решать. Кроме этого, приходится задавать довольно сложные законы распределения плотностей для пробных источников.

Другой путь решения обратной задачи, который оказался возможным эффективным реализовать в последнее время, связан с появлением вычислительной техники, позволяющей выполнять очень большой объем вычислительной работы за ограниченное время. Это метод заключается в восстановление поля силы тяжести в нижнем полупространстве по его заданным значениям на поверхности Земли с использованием сеточных подходов. Затем по виду восстановленного поля решается обратная задача в двух вариантах:

а) по восстановленному полю определяются особые точки источников поля, т. е. оконтуривается аномалиеобразующий объект.

б) по восстановленному полю при априорно заданных границах источника поля определяется его плотность.

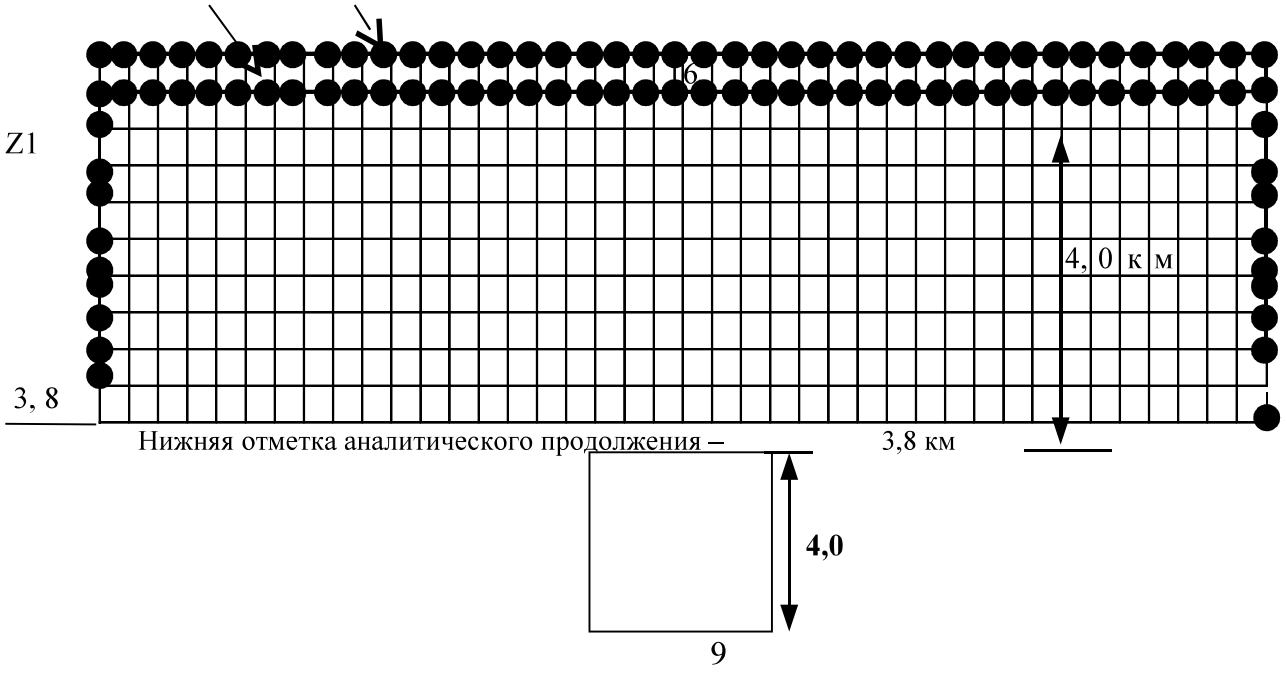
Задача восстановления поля по заданным значениям решается путем замены дифференциальных операторов Лапласа конечно-разностными отношениями и редуцируется, таким образом, к решению систем линейных алгебраических уравнений (СЛАУ). Следует отметить, что здесь пришлось преодолеть трудности, во-первых, постановочного характера, поскольку известная классическая схема восстановления значений поля по заданным («задачи Дирихле для уравнения Лапласа в квадрате») предполагает задание поля по всему контуру заданного нижнего горизонтального слоя, тогда как на практике поле задано лишь на части контура, обычно на дневной поверхности. Во-вторых, необходимо было разработать устойчивые методы решения СЛАУ, причем устойчивость при решении СЛАУ обеспечивалась тем, что использовались совместно несколько дискретных операторов Лапласа; и, в-

третьих, необходимо было решить проблему оценки точности восстанавливаемых значений поля.

На основе указанных выше положений метода дискретных аппроксимаций потенциальных полей, предложенного академиком Страховым В.Н. совместно с автором, были разработаны компьютерные технологии решения задачи аналитического продолжения заданных значений поля в заданный горизонтальный слой.

Ясно, что для успешного решения обратной задачи необходимо искать пути повышения точности восстанавливаемых значений поля. Для этого была разработана соответствующая методика в рассматриваемых модельных примерах, которая позволяет оценивать точность восстанавливаемых значений поля. Были разработаны технологии, позволяющие повысить точность восстанавливаемых значений поля при фиксированном шаге сетки. Далее в результате проведения вычислительных экспериментов было доказано повышение точности восстанавливаемых значений поля при уменьшении шага сетки.

На предыдущих сессиях семинара Успенского автором неоднократно докладывались эти результаты проведенных исследований по восстановлению гравитационного поля в нижнем полупространстве по заданным значениям на поверхности Земли. Однако во всех этих исследованиях при решении дискретного уравнения Лапласа принималось, что поле задано на 2-х горизонтальных уровнях: z = 0, z = -h. В настоящем докладе излагаются постановка задачи и результаты расчетов при решении дискретного уравнения Лапласа, когда к заданным значениям поля силы тяжести на 2-х горизонтальных уровнях добавляются значения поля на двух (рис.1) и на четырех боковых вертикальных профилях. В качестве аномалиеобразующего объекта принимался прямой пласт размерами 4,8х4,0 км, верхняя кромка которого расположена на глубине 4,0 км от поверхности Земли.



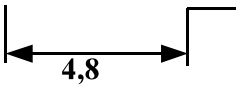
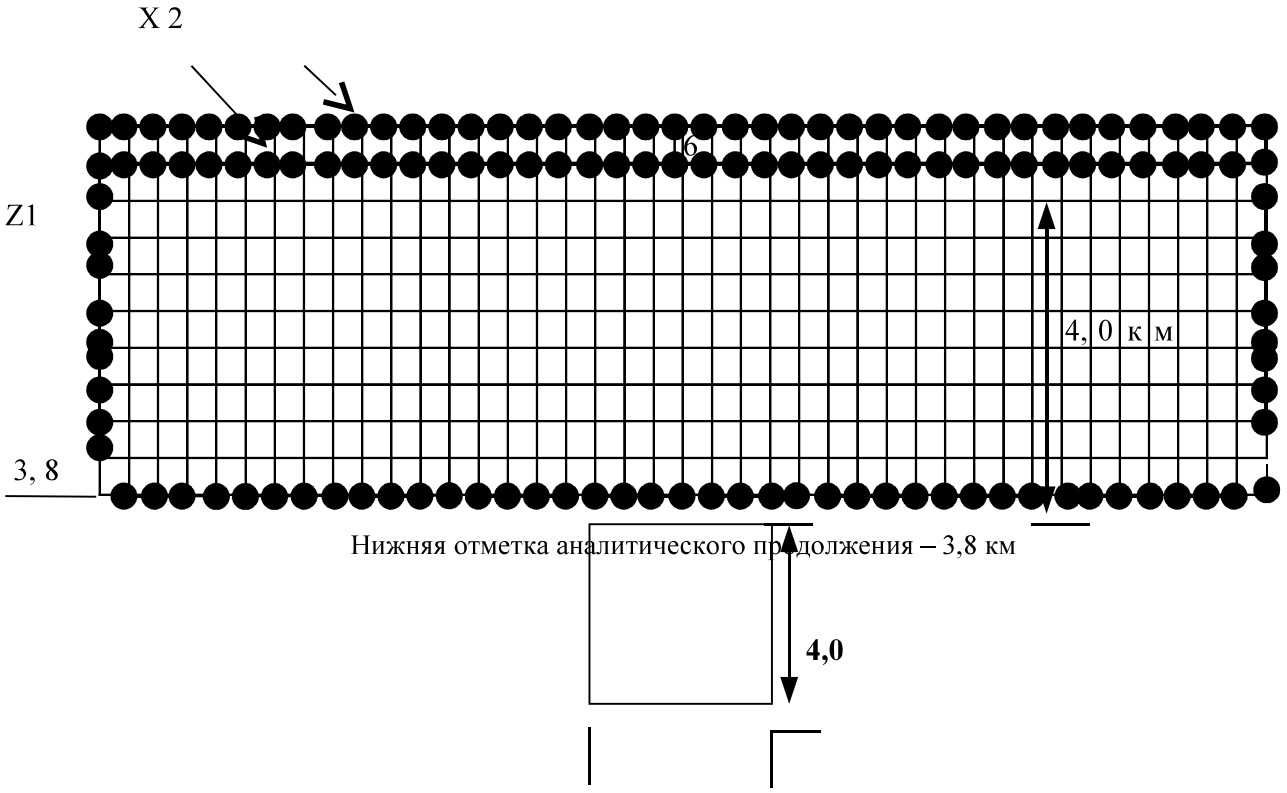


Рис.1 . Расчетная схема для прямого пласта при заданных значениях поля на 2-х горизонтальных и 2-х боковых уровнях «входных» данных.

«Входные данные» располагаются на профиле длиной 32 км, шаг сетки равен 0.2 км. Для формирования элементов матрицы и вектора правой части в возникающей здесь системе линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) были разработаны компьютерные программы pr 606KTZ и pr607KTZ.

Результаты расчетов показывают, что точность восстанавливаемых значений поля увеличивается при дополнительном задании значений поля по боковым вертикальным профилям. Однако это повышение точности не очень существенно и, таким образом, остается в силе следующий замечательный вывод: отправляясь от заданных на 2 горизонтальных уровнях z = 0, z = -h, можно восстановить поле с очень высокой точностью при аналитическом продолжении заданных значений поля до отметки, расположенной выше верхней кромки источника поля.

Были проведены вычислительные эксперименты, в которых значения поля заданы уже по всему контуру («задача Дирихле») - рис.2. Для формирования элементов матрицы и вектора правой части в возникающей СЛАУ были разработаны компьютерные программы pr 606KZ и pr607KZ. Размер матрицы A=6042x2862, вектор правой части f=6042x1, время решения СЛАУ= 00:01:41.



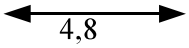


Рис. 2. Расчетная схема для прямого пласта при заданных значениях поля на 2-х горизонтальных верхних, 2-х боковых вертикальных и 1-го горизонтального нижнего уровней «входных» данных.

Как видно из таблицы 1, расчеты показывают (уже на шаге сетки 200м) справедливость теоретического результата при решении задачи Дирихле: об однозначном восстановлении значений поля в заданном слое.

Действительно, впервые, в отличие от проведенных ранее расчетов, на отметке равной 2 шагам сетки от верхней кромки прямого пласта относительная погрешность равна 10^{-4} т.е. восстановленные значения отличаются от точного решения в среднем на 1/100 %.

Таблица 1

АНАЛИТИЧЕСКОЕ ПРОДОЛЖЕНИЕ ДО ОТМЕТКИ 3,8 КМ ПРИ ЗАДАННЫХ ЗНАЧЕНИЯХ ПОЛЯ НА 2-Х ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ВЕРХНИХ, 2-Х ВЕРТИКАЛЬНЫХ БОКОВЫХ, И 1-ОМ ГОРИЗОНТАЛЬНОМ НИЖНЕМ ПРОФИЛЯХ

Режим для заданных значений поля	**Глубина, в км**	Относительная погрешность Профиль длиной 32 км Шаблон "прямой крест" + "косой крест"
Точное задание	0,2	1,073628 E-005
	0,4	2,941497 E-005
	0,6	5,376914 E-005
	0,8	8,206198 E-005
	1,0	1,129267 E-004
	1,2	1,452448 E-004
	1,4	1,780613 E-004
	1,6	2,106502 E-004
	1,8	2,425003 E-004
	2,0	2,732097 E-004
	2,2	3,026575 E-004
	2,4	3,309432 E-004
	2,6	3,538232 E-004
	2,8	3,851298 E-004
	3,0	4,112802 E-004
	3,2	4,353962 E-004
	3,4	4,521158 E-004
	3,6	4,369747 E-004

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ НА РАННИХ ЭТАПАХ ОПОИСКОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОПЕРСПЕКТИВНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

П.С. Бабаянц[1], Ю.И. Блох[2], А.А. Трусов[1]

[1] ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика», Москва; [2]Российский государственный геологоразведочный университет им. Орджоникидзе, Москва.

Использование дешевых и мобильных аэрогеофизических технологий прочно вошло в практику исследования нефте-газоперспективных территорий, в первую очередь, на ранних стадиях их изучения. При этом в состав сложившегося комплекса аэрогеофизических методов, включающего аэромагнитную съемку, аэрогамма-спектрометрию и газовую аэросъемку с определением концентраций метана и пропана в приземном слое атмосферы, в последние годы все чаще включается аэрогравиметрическая съемка. Это обусловлено, в том числе, резким повышением качества материалов аэрогравиметрии в результате современных аппаратурно-программных достижений. Современные аэрогравиметрические съемки позволяют получить аномальное поле в редукции Буге с точностью 0.5 мГал (при использовании в качестве носителя самолета) и по своим кондициям и пространственному разрешению отвечают требованиям, предъявляемым к наземным съемкам масштаба 1:100000.

В настоящее время изучение нефте-газоперспективных территориий в ГНПП “Аэрогеофизика” осуществляется на базе целевой технологии содержательной геологической интерпретации комплексных аэрогеофизических данных, разработанной специально для решения задачи поисков месторождений углеводородов. С ее помощью могут решаться следующие геологические задачи.

1. Изучение геологического строения фундамента

Указанная задача включает два аспекта. С одной стороны, знания о геологическом строении фундамента помогают правильному пониманию процесса формирования осадочного чехла и закономерностей размещения в нем месторождений углеводородов. С другой стороны, открытие в породах верхней части кристаллического фундамента нескольких десятков крупных и уникальных месторождений углеводородов, в том числе таких, как Белый Тигр во Вьетнаме, показало перспективы поисков нефти и газа в самом фундаменте.

Ведущим методом в решении этой задачи является магниторазведка, поскольку в пределах платформенных областей основные источники аномального магнитного поля связаны именно с породами кристаллического фундамента. Фактически в таких регионах аэромагнитная съемка является прямым методом изучения строения фундамента, что эффективно реализуется с помощью описываемой технологии. В то же время полное и всестороннее

решение указанной задачи возможно лишь с привлечением данных гравиметрии.

Изучение рельефа поверхности фундамента. Информация о рельефе кровли кристаллического фундамента платформенных областей является весьма важной при решении разнообразных геологических задач, как региональных, так и поисковых, в том числе связанных с поисками месторождений нефти и газа в самом фундаменте и в унаследованных структурах осадочного чехла.

Обычно построение карт рельефа кровли погребенного фундамента производится по данным бурения и сейсморазведки, иногда с привлечением информации, полученной с помощью глубинных электрических зондирований. При этом общая совокупность точек, где имеются более или менее надежные сведения о глубинах фундамента, как правило, остается весьма ограниченной, а их расположение в плане – чрезвычайно неравномерным. Эффективность картирования поверхности кристаллического фундамента в плитной части платформ можно значительно повысить за счет привлечения дополнительной информации, получаемой с помощью магнитной съемки, поскольку основная часть энергии аномального магнитного поля (до 99%) зачастую обусловлена влиянием именно верхней части кристаллического фундамента.

Разработанный для решения указанной задачи специальный алгоритм (технология ROMGAS) обобщил предыдущие достижения в этой области. Он базируется на определении координат особых точек функций, описывающих магнитные аномалии, по амплитудному спектру, вычисляемому в скользящем окне. Технология применялась в различных геологических условиях и показала высокую эффективность. Точность определения при этом обычно не хуже 10 %, а в благоприятных условиях значительно выше.

Изучение вещественного состава фундамента осуществляется путем автоматизированного моделирования гравитационного и магнитного полей на основе модели субгоризонтального слоя, ограниченного двумя контактными поверхностями, с латерально изменяющимися намагниченностью и плотностью (технология REIST). Верхняя кромка моделируемого слоя задается по данным бурения, сейсмики, электромагнитных зондирований, а также с привлечением информации, полученной на предыдущем этапе. Нижняя кромка слоя, как правило, принимается горизонтальной, а ее альтитуда оценивается по спектру интерпретируемого поля, хотя в принципе и нижняя граница может задаваться на основе априорных сведений.

Подчеркнем, что исходные поля при этом задаются в реальных точках наблюдений, то есть по неравномерной сети с учетом высоты над поверхностью геоида. Для повысотных съемок в интерпретацию могут одновременно вовлекаться все данные, в том числе измеренные на нескольких уровнях друг над другом.

Результатом моделирования магнитного и гравитационного полей в данном случае является двупараметровая модель распределения эффективных плотности и намагниченности верхней части фундамента. Еще раз подчеркнем, что в отличие от разнообразных трансформант, традиционно применяющихся при геологическом истолковании данных магниторазведки и гравиразведки,

полученные петрофизические модели принципиально не содержат тех искажений, которые присущи большинству методик фильтрации и связаны с недоучетом разновысотности точек измерений, неравномерности исходных сетей, а также различий в глубинах источников. В связи с этим распознавание геологических образов по матрицам распределения эффективных физических свойств, а не по трансформантам полей методологически является значительно более предпочтительным.

Вещественно-петрофизическое картирование поверхности фундамента осуществляется посредством интерактивной двупараметровой классификации модельных петрофизических данных. Решение этой задачи осуществляется на основе разделения двумерной гистограммы распределения пары параметров на непересекающиеся, статистически однородные классы с одновременным построением карты выделяемых классов (технология CLASS2).

Вещественная идентификация выделенных классов выполняется с привлечением априорных данных о физических свойствах (плотности и намагниченности) пород фундамента. В случае отсутствия такой информации, могут быть использованы сведения со смежных территорий. При этом следует иметь в виду, что петромагнитные исследования часто ограничиваются лишь изучением магнитной восприимчивости пород, а их естественная остаточная намагниченность, зачастую весьма существенно влияющая на аномальное поле, к сожалению, не изучается.

Картирование разрывной тектоники. Известно, что количество разрывных нарушений в осадочном чехле и фундаменте на единицу площади является одним из наиболее значимых критериев оценки перспектив нефтегазоносности. При малом их числе затруднена миграция углеводородов в потенциальные ловушки, а при большом – происходит их чрезмерное рассеивание. В связи с этим выявление разломов в фундаменте и осадочном чехле помогает в решении одной из важнейших задач нефтегазовой геологии. Картирование разрывных нарушений в фундаменте осуществляется посредством специальной фильтрации модельных петрофизических данных. Подчеркнем, что распознавание ведется не по матрицам аномальных полей или их трансформант, а по матрицам распределения физических свойств, полученных по технологии REIST.

Изучение морфологии аномальных объектов в фундаменте. Анализ распространения структур фундамента, выявленных на предыдущих этапах интерпретации, на глубину может проводиться с помощью методов интерпретационной томографии, как в аппроксимационном, так и в фильтрационном вариантах. При этом последовательный процесс моделирования наиболее глубоколежащих слоев дает возможность присущего томографии послойного изучения среды, естественно, с теми теоретическими ограничениями, которые характерны для данных задач. Аппроксимационная технология в отличие от фильтрационной нуждается в значительно большем машинном времени, но зато дает возможность эффективно работать с

неравномерными трехмерными сетями наблюдений и учитывать рельеф дневной поверхности.

2. Изучение особенностей геологического строения осадочного чехла

Еще одна группа задач, решаемых аэрогеофизическими методами при поисках месторождений углеводородов, - это выделение аномалий от структур осадочного чехла и их количественное истолкование. Наиболее важным здесь является разделение полей фундамента и осадочного чехла. Традиционный подход к решению этой задачи заключается в подавлении связываемой с глубокозалегающими источниками низкочастотной части аномального поля различными методами фильтрации. Однако все подобные методы неминуемо выводят остаточные поля, связываемые с осадочным чехлом, из физически реальных классов. В итоге полученные после фильтрации остаточные поля, уже вообще не подлежат дальнейшей количественной интерпретации. Этого принципиального недостатка лишен подход, реализуемый нами: для разделения, как правило, оказывается достаточным вычесть поле модели фундамента из исходного аномального поля.

Магнитные свойства образований осадочного чехла зависят как от состава слагающих его пород, так и от влияния наложенных процессов, в частности, под влиянием вертикально мигрирующих от залежи легких углеводородов. В связи с этим характер распределения остаточного магнитного поля может прямо отражать отдельные элементы геологического строения осадочного чехла.

Картирование разрывной тектоники в осадочном чехле при наличии данных газовой съемки или аэрогамма-спектрометрии целесообразно на основе анализа особенностей распределения газовых компонент. Основания для этого следующие. Общепризнанно, что радиоактивный газ радон связан с глубинными источниками и поступает в атмосферу по ослабленным зонам, в первую очередь, разрывным нарушениям, проницаемым для газа в момент его образования. Летучие углеводороды – пропан и метан, генетически связанные с залежами нефти и газа, должны поступать в атмосферу по тем же каналам. Следовательно, их комплексный линеаментный анализ позволяет, во-первых, выполнить картирование системы тектонических нарушений в осадочном чехле, а во-вторых – классифицировать выделенные в пределах фундамента разломы на живущие, по которым может продолжаться поступление радона, и залеченные, вблизи которых этот эффект не наблюдается.

Привлечение к моделированию данных гравиразведки может существенно повысить эффективность интерпретации применительно к изучению строения осадочного чехла. Отметим при этом, что традиционное применение при моделировании чехла только гравиразведки в комплексе с сейсморазведкой – без учета данных магниторазведки – обычно приводит к тому, что влияния плотностных неоднородностей в фундаменте начинают «выметать» в осадочный чехол. В результате модель плотностного строения осадочного чехла становится настолько искаженной, что вычисленное от нее

гравитационное поле начинает сильно коррелировать с магнитным, основные источники которого явно находятся именно в фундаменте. Дополнение сейсмогравиметрического комплекса магниторазведкой позволяет контролировать неадекватное «выметание» и, следовательно, избавиться от типичной для геофизиков ошибки.

3. Возможности выявления прямых признаков залежей углеводородов

Одной из наиболее актуальных проблем в рамках данной задачи является вопрос о нефтегазоносности образований фундамента. Палеозойское основание, в частности, является в настоящее время одним из основных неразведанных ресурсов углеводородов Западной Сибири. Однако в настоящее время практически не существует эффективных методов прогноза продуктивности этой сложной по строению и составу толщи. В условиях Западной Сибири сейсморазведка уверенно картирует поверхность палеозоя, однако, в отличие от структур мезокайнозоя, строгий морфологический контроль залежей в образованиях палеозоя, по-видимому, отсутствует. Кроме того, и степень изученности нефтегазоносности палеозоя буровыми скважинами оставляет желать лучшего.

Тем не менее, на некоторых месторождениях Западной Сибири имеются обнадеживающие примеры решения указанной задачи, связанные с комплексной обработкой и интерпретацией данных потенциальных методов – гравиметрии и магнитометрии. В основу методики прогноза положена идея совместного анализа распределений эффективных значений плотности и намагниченности, вычисленных методами интерпретационной томографии и отнесенных к уровню продуктивного горизонта – в данном случае к поверхности палеозоя.

Для образований осадочного чехла важным фактором локализации месторождений углеводородов по аэромагнитным данным является миграция, концентрация и рассеяние углеводородов, сопровождающееся низкотемпературными гидротермально-метасоматическими изменениями вмещающих осадочных пород, которые могут приводить к изменению валентной формы железа в них. В частности, в красноцветных отложениях замещение акцессорного магнетита пиритом в условиях восстановительной среды под влиянием углеводородов приводит к переходу железа из трехвалентного состояния в двухвалентное, что приводит к уменьшению намагниченности породы.

В других породах, наоборот, изменения под влиянием углеводородов могут приводить к появлению вторичного магнетита в виде микроскопических сферических агрегатов, что повышает магнитную восприимчивость и намагниченность пород. В магнитном поле эти изменения, особенно в зонах разломов, в том числе на границах ловушек осадочного чехла, приводят к появлению локальных аномалий специфической морфологии.

С целью выявления возможных каналов миграции углеводородов может быть выполнено специальное моделирование аномального магнитного поля

методами аппроксимационной интерпретационной томографии в дифференциальном варианте. Суть технологии моделирования заключается в последовательном подборе магнитного поля на смежные горизонты, отстоящие друг от друга, например, на 1000 м, и последующем синтезе объемной модели по разностям распределения намагниченностей между горизонтами. Естественно, что вычисленная разность при этом относится к середине анализируемого слоя. При таком подходе в состав модели войдут лишь неоднородности из заданного интервала.

3D МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

П.С. Бабаянц[1], Ю.И. Блох[2], В.И. Бондаренко[3], В.А. Рашидов[4], А.А. Трусов[1]

[1] ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика», Москва; [2]Российский государственный геологоразведочный университет им. Орджоникидзе, Москва; [3] Костромской Государственный Университет им. Н.А. Некрасова, Кострома, [4]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский.

В настоящее время одним из наиболее эффективных средств автоматизированного трехмерного (3D) моделирования гравитационных и магнитных аномалий является пакет программ структурной интерпретации СИГМА 3D. Пакет применялся при решении разнообразных геологических задач в регионах, находящихся как в северном, так и в южном полушариях Земли, при разных наклонениях главного геомагнитного поля, в том числе и в экваториальной зоне. Только в Российской Федерации с его помощью проведена интерпретация потенциальных полей примерно на четверти ее территории.

Перспективным направлением применения пакета СИГМА 3D является интерпретация данных морской магниторазведки, в первую очередь, моделирование подводных вулканов. Для решения этой задачи до сих пор, как правило, применяются программы, реализующие различные 2 и 2.5-мерные технологии решения обратной задачи и не дающие возможности получения достаточно полного представления о пространственной структуре сложных объектов.

Технологии, реализованные в пакете СИГМА 3D, были опробованы при изучении четырех подводных вулканов, расположенных в пределах Курильской островной дуги, которые были изучены в 80-х годах XX века во время проведения вулканологических экспедиций с борта НИС «Вулканолог». Комплекс исследований включал эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), гидромагнитную съемку (ГМС) и драгирование.

1. Плосковершинный подводный вулкан Григорьева находится в 5.5 км к СЗ от о. Атласова (вулкан Алаид) и в 58 км от вулканического фронта. Он

располагается на генеральной линии СЗ направления местоположения побочных кратеров вулкана Алаид, поднимаясь с глубин 800-850 м, а его основание срослось с основанием Алаида. Размеры вулкана Григорьева по основанию составляют 12.5×15 км, объем вулканической постройки около 40 км^3. Крутизна склонов достигает 10÷15º. Вершина вулкана срезана абразией и снивелирована до уровня глубин 120÷140 м, что практически соответствует уровню моря в позднем плейстоцене. В ЮЗ части вершины отмечены скальные выступы, поднимающиеся до глубины 50÷55 м, которые, возможно, образовались после формирования вершины и представляют собою голоценовые экструзии или небольшие лавовые постройки. На ЮЗ склоне вулкана отмечена цепочка скальных выступов СВ простирания с относительными превышениями от 30 до 60 м и размерами в поперечнике до 400÷650 м, которые, скорее всего, также являются экструзивными куполами или лавовыми конусами. Судя по записям НСП, вулканическая постройка сложена, в основном, плотными вулканическими породами. Мощность осадочного чехла в окрестностях вулкана достигает 1500÷2000 м.

При драгировании вулкана Григорьева были подняты однотипные высокоглиноземистые, высокожелезистые, высококалиевые и умеренно-титанистые базальты. Остаточная намагниченность драгированных базальтов изменяется в диапазоне 1.47÷28.45 А/м, магнитная восприимчивость – (2.39÷94.83)·10^{-3} СИ, а отношение Кенигсбергера – от 1.24 до 22.65.

Подводный вулкан Григорьева создает интенсивную аномалию магнитного поля ΔТ мозаичного характера с амплитудой более 1400 нТл. Вулканическая постройка намагничена по направлению современного магнитного поля. Все выделенные по данным эхолотного промера и НСП скальные выступы в ЮЗ части плоской вершины и на ЮЗ склоне вулкана отчетливо проявляются в магнитном поле наличием локальных аномалий. Расчеты, выполненные с помощью пакета СИГМА 3D, показали, что эффективная намагниченность этих выступов сопоставима с эффективной намагниченностью самой постройки вулкана. Это, вероятнее всего, указывает на их лавовую природу, а отмеченные неоднородности рельефа действительно являются экструзивными куполами или лавовыми конусами, развитыми вдоль радиальной трещины северо-восточного простирания. Сравнивая вычисленные программой REIST значения эффективной намагниченности с результатами изучения магнитных свойств драгированных пород, можно с высокой вероятностью предположить, что вся постройка вулкана Григорьева сложена однотипными высокоглиноземистыми базальтами.

2. Островершинный подводный вулкан 1.4 находится на пересечении прогиба Атласова с продолжением поперечной структуры 4-го Курильского прогиба в 80 км к западу от о. Парамушир. Он расположен далеко в тылу Курильской островной дуги, возвышаясь над окружающим дном Охотского моря на 650÷700 м. Основание его слегка вытянуто в северо-западном направлении и имеет размеры ~ 6500×7000 м. Вершина осложнена рядом пиков, а основание вулкана почти замкнутым кольцом опоясывается

отрицательными формами рельефа. На удалении 3÷10 км от вулкана по данным НСП выделены три небольших (по-видимому, магматических) тела, не достигших поверхности дна. Перекрывающие их осадки образуют купольные поднятия.

Особенности строения осадочного чехла указывают на то, что прорыв магмы к поверхности дна здесь не сопровождался крупномасштабным процессом накопления вулканогенно-осадочного материала и, вероятнее всего, завершился образованием одной или серии вулканических экструзий. Пологие склоны вулкана представлены асимметричными блоками, со стороны вершины ограниченными крутыми уступами. Скорее всего, вся постройка сложена вулканическими породами, а приблизительный возраст ее образования, по данным НСП и ГМС, составляет 0.4÷0.7 млн. лет.

При драгировании привершинной части вулкана были подняты, в основном, амфиболовые андезиты, с подчиненным количеством пироксеновых андезибазальтов и плагиобазальтов.

Аномальное поле ΔТ в районе подводного вулкана характеризуется преимущественно положительными значениями, лишь в его СЗ части отмечаются отрицательные значения поля интенсивностью до -200 нТл. Области положительных и отрицательных значений магнитного поля разделены линейной зоной высоких градиентов до 80÷100 нТл/км, имеющей СЗ простирание. Непосредственно к вулканической постройке приурочена положительная аномалия магнитного поля интенсивностью до 500 нТл, а вблизи привершинной части отмечен локальный максимум интенсивностью до 700 нТл. Максимум аномалии смещен к югу от вершины вулкана. Отмеченные магматические тела, не достигшие поверхности дна, в магнитном поле не выражены самостоятельными аномалиями.

Расчеты, выполненные с помощью пакета СИГМА 3D, показали, что наибольшая эффективная намагниченность отмечена на СЗ склонах постройки, на глубинах 1100÷1200 м. Привершинная часть постройки является менее магнитной. Исходя из полученных данных, можно предположить, что последние по времени излияния лав происходили на СЗ склоне, где расположен активный вулканический центр.

3. Островершинный подводный вулкан Юбилейный расположен на восточном краю Курильской глубоководной котловины, в 30 км к СЗ от о. Кетой и в 44 км от вулканического фронта. Вулкан возвышается над дном Курильской котловины на 2900 м, а минимальная глубина, зафиксированная над его вершиной, составляет 420 м. Размер основания вулкана 17.5×19 км, крутизна склонов увеличивается от подножия (7÷10º) к вершине (15÷20º, местами до 30º), объем вулканической постройки ~ 250 км^3. С нижних горизонтов постройки драгированы гидротермально измененные туфы, со склонов и вершины подняты свежие оливин-пироксеновые и пироксеновые андезибазальты. В привершинной части постройки опробованы также свежие пироксен-амфиболовые андезидациты экструзивного облика. Мощность пирокластических отложений на склонах вулкана достигает 300÷400 м.

Подножие вулкана практически не перекрыто осадками. Отмечены каньонообразные углубления в рельефе, которые возможно маркируют края лавовых потоков. На склонах, в пределах линейной зоны СЗ простирания развиты побочные вулканические конусы - их относительная высота 100÷120 м.

Вулкан Юбилейный отчетливо проявляется в магнитном поле положительной аномалией ΔТ интенсивностью 300 нТл, максимум которой несколько смещен к югу от вершины постройки. Его породы намагничены по направлению современного магнитного поля.

В результате 3D моделирования с помощью программы REIST аномальное поле было аппроксимировано со среднеквадратической погрешностью 22 нТл. На СВ и ЮЗ вулкана выделяются две вершины, расположенные, соответственно, на глубинах 420 и 700 м. На его склонах в интервале глубин от 1100 до 2500 м находятся 7 побочных лавовых конусов. Вершины вулкана и побочные конусы характеризуются повышенными значениями намагниченности, что свидетельствует об однотипности слагающих их пород.

Морфологические особенности постройки, намагниченность ее по направлению современного магнитного поля и свежесть драгированных пород, относящихся к единой петрографической группе, отсутствие осадочных отложений, перекрывающих основание вулкана, свидетельствуют о молодом, возможно, голоценовом, возрасте вулкана Юбилейный. Исходя из морфологических особенностей лав можно предположить, что андезибазальты, драгированные со склонов вулкана, изливались в подводных условиях. С вершины вулкана подняты андезибазальты, слагающие экструзивное тело, венчающее вулканическую постройку.

4. Плосковершинный подводный вулкан Крылатка представляет собой конусовидную постройку субмеридионального простирания, с плоской вершиной на глубине 300 м. Размер вершины – 4.3×6.5 км, и она слегка вытянута в том же направлении. Северные и западные склоны вулкана опускаются до глубин 2200÷2300 м, их крутизна увеличивается от 15° в нижней части до 20÷25° у вершины. Угол наклона плоской вершины 1.5°÷2°. Судя по данным НСП, постройка вулкана Крылатка сложена преимущественно плотными эффузивными или экструзивными породами. Основание постройки с севера и запада покрыто субгоризонтально залегающими осадочными отложениями мощностью до 700 м, что свидетельствует о ее относительной древности. Размер перекрытого основания – 14×22 км. Полная высота, с учетом перекрытого осадками основания, около 2900 м, а объем постройки – около 140 км^3.

На записях эхолотных промеров в центре плоской вершины вулкана в интервале глубин 210÷250 м отмечены акустические аномалии в водной толще, которые, возможно, могут быть вызваны газогидротермальной деятельностью. При драгировании постройки вулкана подняты базальты, андезибазальты, андезиты, андезидациты, зачастую имеющие экструзивный облик, и риолиты. Остаточная намагниченность драгированных базальтов изменяется в диапазоне

0.08÷8.83 А/м, магнитная восприимчивость – (18.6÷54.4)·10^{-3} СИ, а отношение Кенигсбергера в пределах 0.12÷22.40.

Основание вулкана оконтуривают отрицательные изодинамы ΔT интенсивностью 100÷130 нТл. К западу, юго-западу и югу привершинной части постройки приурочена положительная локальная аномалия около 100 нТл, а к востоку привершинной части и восточному склону – локальные положительные аномалии интенсивностью 230 и 150 нТл.

Эффективная намагниченность подводных вулканов Курильской островной дуги по данным интерпретации в пакете СИГМА 3D:
1 - вулкан Григорьева, 2 – вулкан 1.4, 3 – вулкан Юбилейный, 4 – вулкан Крылатка.

Расчеты, выполненные с помощью пакета СИГМА 3D, показали, что в центральной части вулкана Крылатка эффективная намагниченность очень мала и, скорее всего, слагающие ее породы утратили свои магнитные свойства. Вероятно, породы, слагающие эту часть вулканической постройки в интервале глубин 180÷700 м, подверглись значительным гидротермальным изменениям, а

слабо намагниченный блок представляет собой вершинную кальдеру, заполненную продуктами разрушения верхней части.

Результаты, полученные при изучении подводных вулканов Курильской островной дуги, показали эффективность пакета программ структурной интерпретации СИГМА 3D при решении задач морской вулканологии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 05-05-65102).

ЭФФЕКТЫ, СВЯЗАННЫЕ С ИЗМЕНЕНИЕМ ВЫСОТ ПУНКТОВ НАБЛЮДЕНИЙ, ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

П.С. Бабаянц[1], Ю.И. Блох[2], А.А. Трусов[1]

[1] ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика», Москва; [2]Российский государственный геологоразведочный университет им. Орджоникидзе, Москва.

Классическая теория интерпретации данных гравиразведки и магниторазведки была разработана в рамках многочисленных и довольно грубых упрощений. Одно из них, ставшее неотъемлемой чертой большинства способов интерпретации, заключалось в предположении, что рельеф дневной поверхности является плоским и горизонтальным, и наблюдения проводятся на той же поверхности. Появление аэрогеофизических методов способствовало осознанию того, что дневная поверхность и поверхность наблюдений могут различаться, но их горизонтальность в явной или неявной форме продолжала предполагаться. Это характерное для ушедшего века, но весьма грубое по современным меркам приближение привело к формированию в массовом сознании множества устойчивых ошибочных стереотипов.

Самым опасным из них является представление о том, что стандартная карта является полноценным и адекватным средством отображения аномального поля. Именно карты изолиний или карты графиков многими до сих пор считаются всеобъемлющими итоговыми документами, получаемыми в результате съемки. В результате данного заблуждения, отраженного, в том числе, в устаревших, но действующих поныне инструкциях, многие, к сожалению, до сих пор убеждены, что интерпретация аномального поля – это фактически интерпретация карт аномального поля.

На самом деле эти карты не могут служить полноценными и адекватными современными средствами отображения аномального поля в значительной степени именно из-за содержащихся в ней влияний разновысотности пунктов наблюдений и окружающего рельефа. Ясно, что при съемках на нескольких уровнях, например, при разных высотах полета в аэромагниторазведке, на одной площади будут получены несколько различных карт. Следовательно, и интерпретация карт без учета указанных факторов не может быть адекватной, причем степень неадекватности резко возрастает при увеличении амплитуды рельефа, усложнении его морфологии и повышении контрастности пород по физическим свойствам. В гравиразведке высоты пунктов наблюдений

измеряются и фиксируются в каталогах хотя бы из-за необходимости редуцирования поля, то есть эта информация существует и может быть учтена. В магниторазведке же действующая инструкция не требует ее фиксации с требуемой для современной количественной интерпретации точностью, поэтому такой информации зачастую вообще нет. Этот недостаток инструктивных документов и применяемых технологий съемки к настоящему времени стал серьезным тормозом прогресса в магниторазведке и привел как минимум к двум неприятным последствиям.

Во-первых, из-за отсутствия достаточно точной информации о геоидальных высотах пунктов наблюдений данные наземных магнитных съемок стали принципиально уступать в качестве исходного материала для количественной интерпретации данным аэромагнитных съемок тех же масштабов (1:5000 и мельче), которые непременно сопровождаются высокоточной спутниковой привязкой, в т.ч. и по вертикали.

Во-вторых, поскольку итогом съемки предлагается считать карту, ее в процессе съемки зачастую чрезмерно сглаживают, тем самым фактически добавляя неистокообразные погрешности. При этом карта получается «красивой», но заведомо содержащей помехи, пагубно влияющие на результаты интерпретации в силу общеизвестной неустойчивости решения обратных задач. На самом деле изолинии на картах элементов гравитационного и магнитного полей, измеренных на неровном рельефе, могут быть не только негладкими, но даже разрывными. Более того, строго говоря (то есть без скидок на точность измерений), функции, описывающие измеренные на неровном рельефе элементы потенциальных полей, вообще не принадлежат тем классам, к которым их относит классическая теория интерпретации со всеми вытекающими отсюда последствиями, например, вовсе не обязательно являются непрерывными функциями. Чувствительность же аппаратуры сейчас такова, что стереотипные ссылки на то, что подобные эффекты находятся за пределами погрешности наблюдений, давно потеряли права на сколь либо серьезное к ним отношение.

Зарождающееся в настоящее время новое поколение программ интерпретации ориентируется в качестве исходной информации не на карты, а на массивы (базы) данных, где для каждого пункта наблюдения задаются четыре числа (три координаты: x, y, z и реальное аномальное поле в этом пункте). Для больших площадей и больших глубин исследования, естественно, требуется также корректный учет сферичности Земли. В предыдущих поколениях фактически для каждой точки задавались только три числа (без координаты z), да и те зачастую представляли собой не реальные, то есть наблюденные по неравномерной сети данные, а приведенные одним из множества формальных алгоритмов интерполяции (обычно не принимающих во внимание изменения высот) к регулярной сети, в значительной степени «фантастические» значения. Можно сказать, что новое поколение интерпретационных программ решительно перешло к анализу в пространстве более высокой размерности, другими словами, от работы с **планово привязанными** данными (картами) устремилось к истолкованию **пространственно привязанных** данных. При этом становится по-настоящему реальной одновременная количественная интерпретация разнородной и

разноуровневой информации, например, данных аэросъемок, наземных и скважинных измерений.

Вообще говоря, проблема учета рельефа дневной поверхности и разновысотности пунктов наблюдений известна и давно изучается в гравиразведке и магниторазведке. За последние полвека ей посвящены многочисленные работы различных авторов. Их усилиями были изучены разнообразные аспекты влияния рельефа и намечены три основных подхода к его учету:

1) выявление и использование корреляционной связи между высотами пунктов наблюдения и полем;

2) устранение влияния окружающего рельефа путем решения прямой задачи и последующего геологического редуцирования;

3) приведение (редуцирование) наблюденного на неровном рельефе поля на горизонтальную плоскость.

Тем не менее, проблема до сих пор весьма далека от решения.

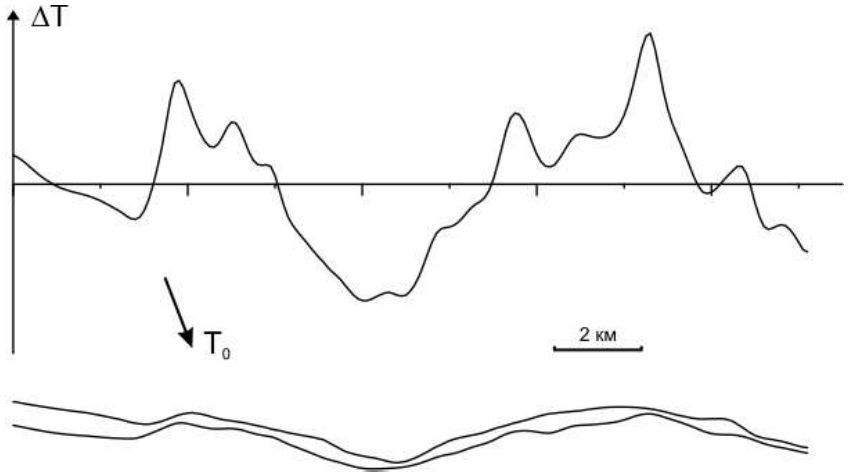


Рис. 1. Аномалии ΔT, вычисленные от однородно и индуктивно намагниченных пород, слагающих неровный рельеф, в точках аэромагнитной съемки.

На рис. 1 представлен синтетический пример влияния однородно намагниченных пород, выходящих на неровный рельеф в точках аэромагнитной съемки, проводимой с его генеральным обтеканием. Здесь рельеф и маршрут съемки взяты реальные, зарегистрированные при аэромагнитной съемке в Бурятии, а поле получено путем решения соответствующей прямой задачи в предположении об индуктивной намагниченности пород. Изменения альтитуд дневной поверхности в пределах маршрута превышают 1 км, весьма значительны и изменения в высотах точек измерений над рельефом. Все это в совокупности привело к достаточно сложному характеру влияния на вычисленное поле ΔT. Обратим внимание, что с геологической точки зрения данная среда – абсолютно однородна, а амплитуда создаваемых аномалий, естественно, тем больше, чем выше намагниченность рельефообразующих пород, и может доходить до нескольких сотен нТл. Данный пример показывает, что приемами, базирующимися на корреляционных связях пользоваться можно

лишь с чрезвычайной осторожностью, иначе они могут не уменьшить аномалии-помехи, но, наоборот, увеличить их.

Вычисляемые поправки за рельеф уменьшают его непосредственное влияние, но сохраняют проявления разновысотности пунктов наблюдений, так как аномалии с введенными поправками за рельеф пространственно относятся к тем же самым пунктам. Вариации альтитуд от точки к точке приводят к соответствующим вариациям в расстояниях до источников аномального поля - тем самым разновысотность продолжает влиять на поле, и ее надо адекватно учитывать при интерпретации.

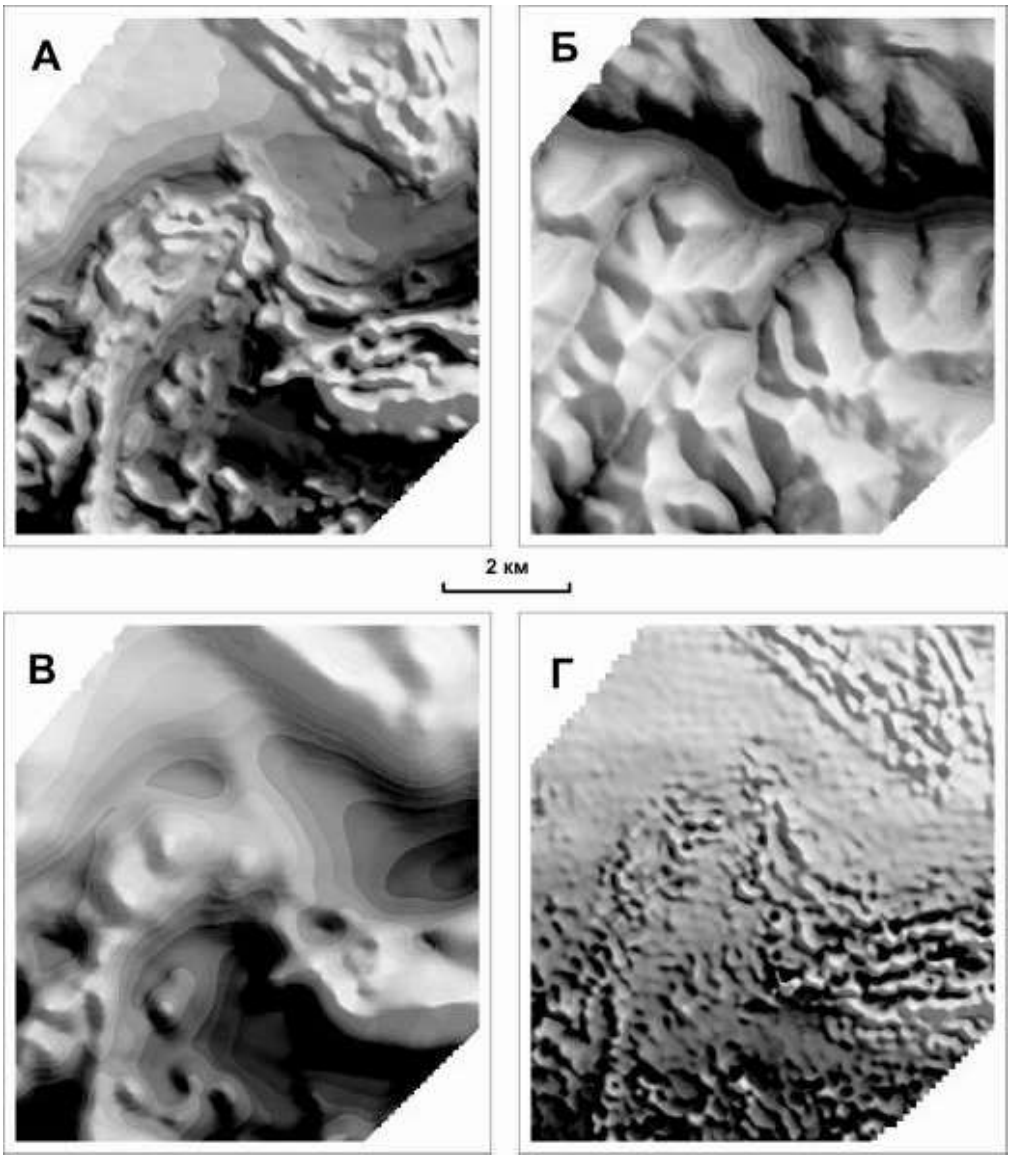


Рис. 2. Результаты учета влияния сильно расчлененного магнитного рельефа: **А** - аномальное магнитное поле ΔТ; **Б** – рельеф дневной поверхности; **В** – результаты редуцирования аномального поля на плоскость проходящую через верхнюю точку дневной поверхности; **Г** – распределение эффективной намагниченности по результатам моделирования в технологии REIST.

Самый распространенный подход к учету рассматриваемых эффектов состоит в редуцировании наблюденного поля на горизонтальную плоскость, но и он не лишен недостатков. Главный из них проявляется в существенном подавлении локальных аномалий от источников, расположенных в долинах. Дело в том, что плоскость приведения выбирается обычно выше всех источников, поэтому аномалии от объектов в долинах при этом фактически продолжаются вверх (иногда на несколько километров) и сглаживаются, сильно изменяя характер поля. На рис. 2 показаны результаты применения такого приема на материалах реальной аэромагнитной съемки, выполненной на Полярном Урале. Превышения рельефа на участке более 500 м, а его карта приведена на рис. 2,б. Аномальное магнитное поле ΔT, измеренное в процессе съемки с генеральным обтеканием рельефа, показано на рис. 2,а, а результаты его редуцирования на плоскость, проходящую через верхнюю точку дневной поверхности, на рис. 2,в. Сопоставление этих полей наглядно показывает недостатки подобного редуцирования.

Другой подход базируется на аналитическом продолжении поля на поверхность, повторяющую дневной рельеф и проходящую на постоянной высоте над ним. За рубежом его называют «draping» (по-английски - драпировка) и часто применяют в условиях, когда съемка выполнялась на горизонтальной плоскости. Тем самым этот подход в какой-то степени противоположен первому и частично преодолевает его недостатки, но все равно, очевидно, является полумерой и не допускает, в частности, дальнейшего применения трансформаций и других операций в скользящих окнах.

Работа с пространственно привязанными данными, позволяет вообще отказаться от паллиативных подходов и предоставляет интерпретатору гораздо более широкие возможности. На рис. 2,г представлены результаты, полученные с помощью программы REIST, входящей в разработанный нами пакет программ структурной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий СИГМА-3D. Она предназначена для построения модели субгоризонтального слоя с латерально изменяющимися намагниченностью и плотностью, и с ее помощью возможно решение разнообразных задач, в том числе и местностях с резко пересеченным рельефом. Здесь верхняя кромка модели может совпадать с дневной поверхностью, а размер аппроксимирующего элемента в плане – быть равным средней высоте полета при съемке. Получаемое в результате распределение эффективной намагниченности полностью свободно как от влияния разновысотности точек наблюдений, так и от влияния самого рельефа, и тесно связано с рельефообразующими породами. К нему уже вполне применимы операции в скользящих окнах, например, для распознавания.

Таким образом, развивающееся новое поколение программных средств намечает новые пути преодоления ряда существенных недостатков предыдущих программ и позволяет эффективно работать, в том числе, в районах с расчлененным рельефом. Естественно, работы в этом направлении только начинают разворачиваться. Тем не менее, появление новых подходов и программ особо остро ставит вопрос о принципиальной переработке

устаревших инструкций по гравиразведке и, особенно, по магниторазведке, которые, к сожалению, до сих пор продолжают ориентировать геофизиков на работу с планово привязанными, а не с пространственно привязанными данными, что давно уже стало тормозом на пути прогресса в этих областях. Одним из непременных элементов новых инструкций при этом должны стать обоснованные требования к точности высотной привязки пунктов наблюдений.

ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛИ МАГНИТОАКТИВНОГО СЛОЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ОСНОВЕ СОВМЕСТНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СКВАЖИННЫХ И НАЗЕМНЫХ МАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ.

А.Н. Бахвалов, Н.А. Белоглазова, И.И. Глухих, Л.А. Муравьев

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Изучение тектонического развития литосферы океана и, соответственно, аномалий магнитного поля акватории мирового океана, является актуальным и в настоящее время.

Магнитометрические исследования в скважинах глубоководного бурения позволяют получить дополнительную информацию о дифференциации вскрытых пород по величине магнитной восприимчивости и намагниченности, поведении составляющих магнитного поля внутри магнитоактивного слоя. Такие измерения были впервые выполнены сотрудниками Института геофизики УрО РАН В.Н.Пономаревым и В.Л.Нехорошковым в 1978-1981 г. при их участии в проекте «Deep Sea Drilling Project» на Американском научно-исследовательском судне «Glomar Chellenger» [1]. Измерения проводились на двух объектах – полигон 395 в зоне Срединного Атлантического хребта (скв. 395А) и на Коста-Риканском рифте Восточно-Тихоокеанской рифтовой системы (скв. 501, 504В) [2].

Магнитная модель океанической коры по профилю, пересекающему скважину 395А, была построена на основе данных, полученных в районе этой скважины: батиметрии морского дна, сейсмометрии, площадной магнитной съемке, карте полосовых магнитных аномалий и скважинной магнитометрии, проведенной в скважине 395А в интервале глубин 4597-5091 м ниже уровня моря [1]. Проведение скважинной магнитометрии позволило расчленить пробуренную толщу земной коры, на три магнитных слоя с разными направлениями намагниченности. Прямо намагниченные блоки отмечаются отрицательными значениями вертикальной составляющей магнитного поля, измеренного в скважине (Z_a). Это объясняется тем, что внутреннее магнитное поле имеет знак, противоположный намагниченности: $Tai=-N\cdot I$, где N – тензор размагничивания. Соответственно, обратно намагниченные блоки отмечаются положительными значениями вертикальной составляющей Z_a.

В работе [2] по скв. 395А отмечаются следующие основные закономерности:

1. Смена знака вертикальной составляющей наблюдается на глубинах 4750 м, 5050 м и 5093 м, что связано с изменением полярности магнитного поля Земли в соответствующие времена.
2. В интервале глубин 4750÷5050 м в зоне положительных значений ΔZ наблюдается уменьшение средних значений ΔZ с глубиной от +4200 нТл до 0 нТл, что может быть связано с наличием призабойной или боковой аномалии.
3. Величина магнитной восприимчивости вскрытых пород меняется в небольших пределах: $1000 \pm 200 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Однако на этом уровне выделяются два участка с повышенными магнитными свойствами. Первый связан с порфировыми базальтами на глубине 4660-4690 м и обусловлен, по-видимому, вторичной магнетитовой минерализацией по зонам серпентинизированных перидотитов и брекчий. Второй – среди толщи афировых базальтов в зоне развития трещиноватости (глубина 4910-4940 м).

В целом по скважине не отмечается закономерной связи изменений вертикальной составляющей земного магнитного поля с изменением величины магнитной восприимчивости пород, что свидетельствует об обусловленности вертикальной составляющей измеренного поля естественной остаточной намагниченностью пород.

В районе полигона скв.395А элементы нормального геомагнитного поля составляют: вертикальная компонента 26000 нТл, горизонтальная компонента 27500 нТл, наклонение 45º.

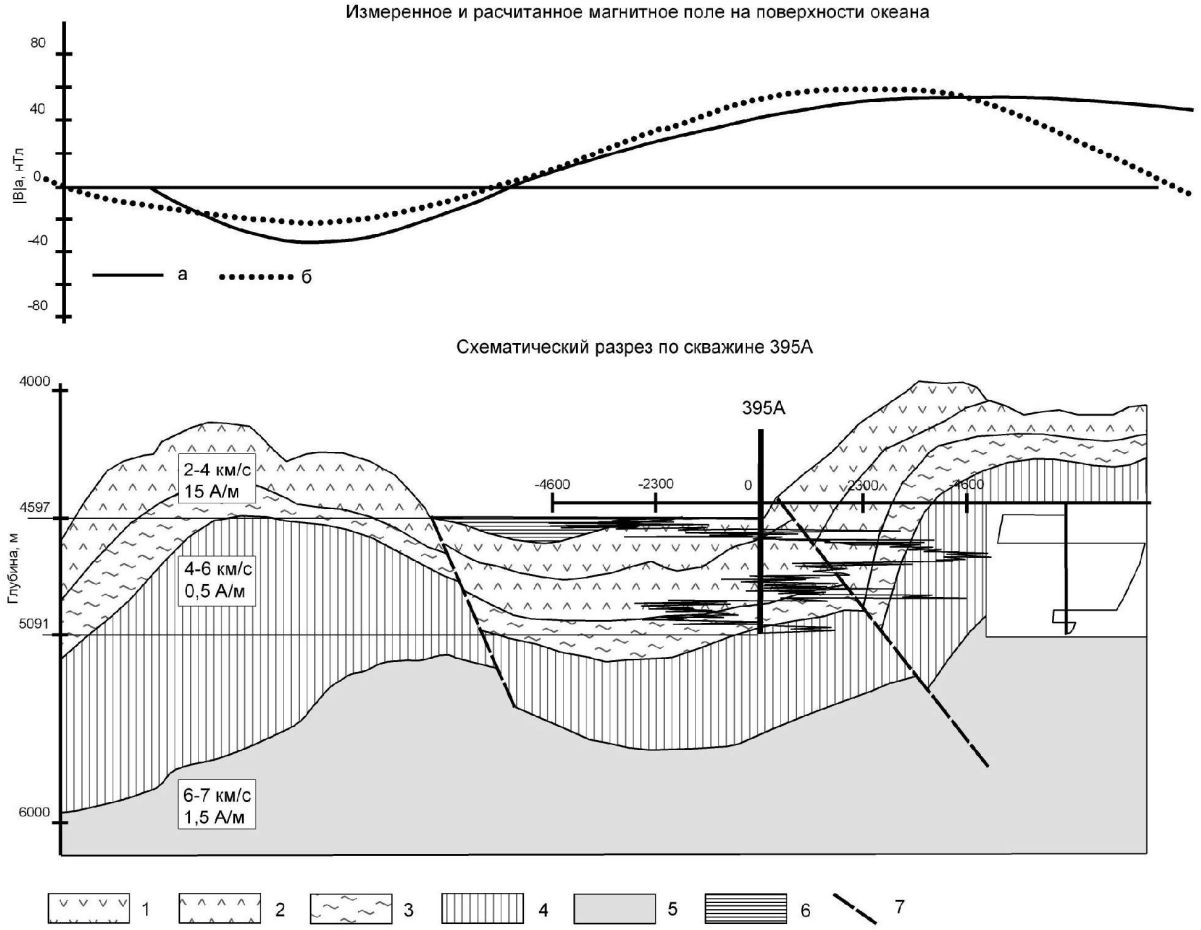
С учетом возможных тектонических нарушений, определенными по данным сейсмометрии, авторами предложен схематический разрез магнитоактивного слоя района скважины 395А, состоящий из 5-ти субгоризонтальных пластов разной мощности, которые характеризуются разными направлениями намагниченности (прямой или обратной):

1. **слой 2А** – подушечные базальты *прямой* намагниченности. Общая естественная намагниченность равна 15 А/м, средняя магнитная восприимчивость 1300×10^{-5} ед. СИ;
2. **слой 2А** – подушечные базальты *обратной* намагниченности. Величина общей естественной остаточной намагниченности 15 А/м, средняя магнитная восприимчивость 1300×10^{-5} ед.СИ;
3. **переходный слой** – измененные базальты *прямой* намагниченности;
4. **слой 2В** – дайковый комплекс *обратной* намагниченности. Величина общей естественной остаточной намагниченности 0.5 А/м, средняя магнитная восприимчивость 500×10^{-5} ед.СИ.
5. **слой 3А** – габбро, *прямой* намагниченности. Общая естественная намагниченность 1.5 А/м, средняя магнитная восприимчивость 100×10^{-5} ед.СИ.

Для расчета магнитного поля данной модели использовался пакет программ конечноэлементного анализа двумерных магнитостатических и электромагнитных задач FEMM [5]. Модель представляла собой набор блоков,

каждому из которых присваивались значения намагниченности, ее направления и магнитной восприимчивости. Накладывалось внешнее поле, равное вертикальной компоненте земного магнитного поля в районе скважины. Параметры блоков модели: базальты (æ = $1300 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, H=15 А/м), дайковый комплекс (æ = $500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, H=0,5 А/м), габбро (æ = $100 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, H=1,5 А/м).

Геометрия модели и значения рассчитанного аномального магнитного поля



в вертикальном разрезе приведены на рис. 1.

Рис. 1. *Верхний рисунок* – измеренное и рассчитанное магнитное поле на поверхности океана: а – измеренное магнитное поле, б – рассчитанное. *Нижний рисунок* – схематический разрез по скважине 395А: 1 – подушечные базальты прямой намагниченности (слой 2А), 2 – подушечные базальты обратной намагниченности (слой 2А), 3 – измененные базальты прямой намагниченности (переходный слой), 4 – дайковый комплекс (слой 2В), 5 – габбро (слой 3), 6 – осадки, 7 – сбросы. Приведены графики измеренного (слева) и рассчитанного (справа) значения вертикальной компоненты магнитного поля в скважине.

Вторым полигоном, на котором в скважинах глубоководного бурения по проекту DSDP выполнены измерения геомагнитного поля, является Коста-Риканский рифт [2].

Сведения о магнитных свойствах и геометрии источников геомагнитных аномалий акватории Тихого океана получают по результатам изучения драгированных образцов и керна скважин глубоководного бурения по проекту DSDP, а также при решении обратных задач по наблюденному магнитному полю. Для решения обратной задачи магнитометрии с целью оценки распределения намагниченности в океанической земной коре, используются, в основном, результаты абсолютных профильных наблюдений, проведенных на научно-исследовательских судах «Галилей», «Карнеги» и «Заря» [3].

Дальнейшие уточнения при пересчетах результатов измерений, проведенных по дну океана на его поверхность, показали, что оптимальной является мощность магнитоактивного слоя в 0.5 км [4].

Скважины 501 и 504В пробурены в точках с координатами 1°14' с. ш. и 83°44' з. д. и, соответственно, 1° 13.6' с. ш. и 83° 43.8 ' з. д. Элементы нормального геомагнитного поля составляют: вертикальная составляющая 13 000 нТл, горизонтальная составляющая 30 000 нТл, модуль полного вектора 32 695 нТл, магнитное склонение – восточное 3°, наклонение – 23°30´.

По результатам трехкомпонентной скважинной магнитометрии, проведенной в этих скважинах, авторами определены элементы залегания магнитных пластов (угол падения, азимут простирания), рассчитаны полная,

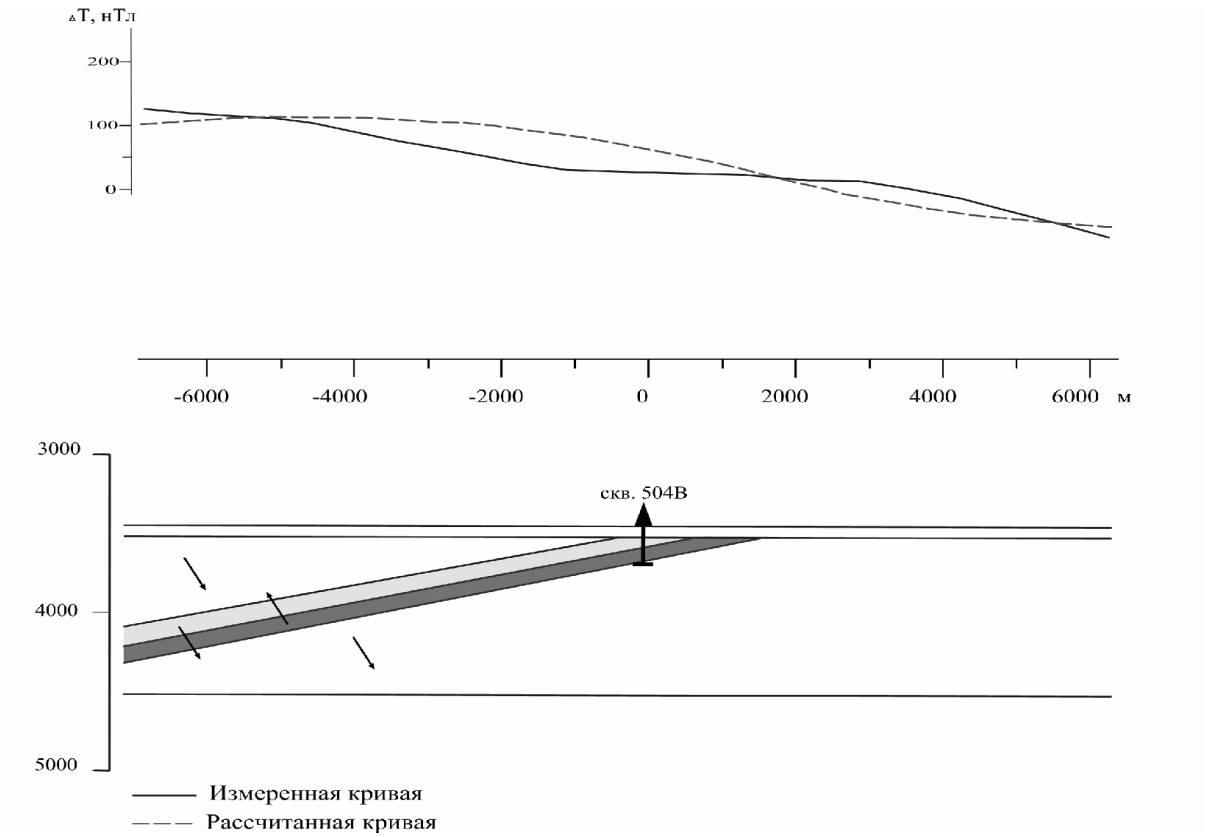


Рис.2. Измеренное и подобранное магнитное поле, приведенное к уровню океана, создаваемое моделью по профилю скв.504В:
направление естественной намагниченности,
рассчитанная кривая,
измеренная кривая.

индуцированная и остаточная намагниченности (величины и направления). В отличие от измерений образцов керна эти определения имеют привязку к меридиану в горизонтальной плоскости.
Расчет магнитного поля проводился от двух интервалов с заданной намагниченностью. Сопоставление с наблюденной кривой ΔT показывает совпадение общей тенденции поведения магнитного поля на рассматриваемом участке.

Исходя из того, что скважинные измерения величины магнитной восприимчивости и трех компонент геомагнитного поля позволяют определить элементы залегания подсеченных магнитных пластов (азимут простирания и угол падения) и рассчитать изменение величины естественной намагниченности в пределах магнитоактивного слоя, а результаты магнитной съемки на поверхности океана, позволяют определить интегральные характеристики источников аномалий, то совместная интерпретация этих измерений дает возможность получить объективные характеристики магнитоактивного слоя дна океана.

Литература

1. Reports of the DSDP- USA: leg 45,1977; Washington
2. Reports of the DSDP- USA; leg 68-70,1979, Washington.
3. *Карасик А.М., Касьяненко Л.Г., Цуцкарёв Б.М. и др.* Морские геомагнитные исследования на НИС «Заря». Наука, М., 1986 г., 184.
4. *Klitgord K.D., Huestis S.P., Mudie J.D. and Parker B.L.* An Analisis of the Near-Bottom Magnetic Anomalies: Sea Floor Spreading and the Magnetized Layer. Geophisic J. R. artr. Soc. 43 , 1975, p. 387-424.
5. *Chen Q. and Konrad A.* A review of finite element open boundary techniques for static and quasistatic electromagnetic field problems. //IEEE Transactions on magnetics, 33(1) : 663-676, January 1997

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ЦИЛИНДРИЧЕСКИХ КУСОЧНО-ОДНОРОДНЫХ СРЕДАХ СО СПЛАЙН-АППРОКСИМАЦИЕЙ ГРАНИЦ

М.Б. Беляева, В.Н. Кризский

Стерлитамакская государственная педагогическая академия, г. Стерлитамак

Электроразведка – один из основных методов геоэлектрики при поиске и разведке месторождений полезных ископаемых.

Интерпретация электроразведочных экспериментальных данных сводится к определению строения и свойств среды по наблюдаемым значениям поля.

Известная информация о положении месторождения и его размерах позволяет оценить мощность залежей и перспективу их дальнейшей разработки.

Задача определения геометрических параметров среды на основе известных значений потенциала электрического тока относится к классу обратных задач электроразведки. В геофизике сложность решения обратных задач следует из принципа эквивалентности структур, когда двум существенно различным геофизическим разрезам могут соответствовать близкие значения экспериментальных данных. Академиком А.Н. Тихоновым разработана теория решения подобных задач [1].

В работе рассматривается построение алгоритма решения задачи для случая слоистой среды кусочно-постоянной проводимости с цилиндрической неоднородностью. Подобные задачи представляют интерес в электроразведке глубокозалегающих протяженных локальных включений, которые могут быть представлены с определенным приближением как бесконечные цилиндры.

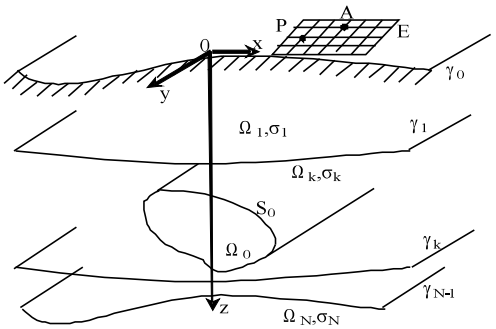


Рис.1. Кусочно-однородная среда

Пусть в цилиндрической слоистой среде $\Omega = \bigcup_{i=1}^{n} \Omega_i$ с удельными электрическими проводимостями σ_i и параллельными образующими, в слое k находится цилиндрическое тело Ω_0 с границей S_0, удельной электрической проводимостью σ_0. Введем систему координат так, чтобы образующие были параллельны оси OY (рис.1).

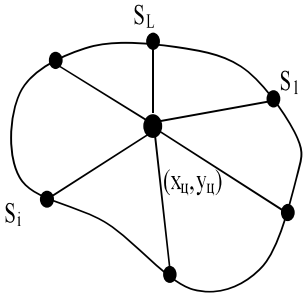


Рис.2 Сечение цилиндрического включения

Предположим, что в многосвязной дискретной области E, мощности $|E| = r^2$, являющейся подобластью Ω_1 априорно известна функция распределения потенциала $u^{эксп}(A, P, \vec{\sigma}, S_0)$, где $S_0 = S_0(\zeta(\bar{s}, t), y)$, $t \in [0, 2\pi)$, $-\infty < y < \infty$ – поверхность цилиндрического «звездного» включения, заданная параметрически, $\bar{s} = \{s_i | m_i \le s_i \le M_i, i = \overline{1, L}\}$ – L-мерный вектор ограниченных параметров, $\zeta(\bar{s}, t)$ – параметрически заданная направляющая, аппроксимированная сплайном, s_i – радиус векторы точек направляющей от известной внутренней прямой $O(x_ц, y, z_ц)$, $-\infty < y < \infty$ (рис.2).

Направляющая цилиндра ищется как решение задачи о минимизации функционала [2] $\Psi[\bar{s}] = \Phi[\bar{s}] + \alpha F[\bar{s}]$, здесь $\Phi[\bar{s}] = \sum_{i=1}^{r} b_i \sum_{j=1, j \ne i}^{r} \left[u_{ij}^{(\bar{s})} - u_{ij}^{эксп}\right]^2$, а при ограничениях на параметры $m_i \le s_i \le M_i$, в качестве стабилизирующего

функционала $F[\bar{s}]$ может быть использован функционал $F[\bar{s}] = d\sum_{i=1}^{L} \xi_i (s_i - m_i)^2 + e\sum_{i=1}^{m} \beta_i (s_i - M_i)^2$, где $\xi_i, \beta_i, i = \overline{1,L}$, d, e - весовые множители, $u_{ij}^{эксп} = u^{эксп}(P_j, A_i)$ - экспериментальные значения потенциала в точках $P_j \in E, j = \overline{1,r}$, $A_i \in E, i = \overline{1,r}$, $j \neq i$ $u_{ij}=u(P_j,A_i)$ – решение прямой задачи в соответствующих узлах E.

Математическая модель задачи, описывающая потенциальное поле точечного источника постоянного тока интенсивности I, возбуждаемого в точке $A(x_0, 0, z_0)$ слоя Ω_l, σ_l, представляет собой краевую задачу:

$$\Delta u_l = -\frac{I}{\sigma_l}\delta(P - A);$$

$$\Delta u_i = 0, \quad i = \overline{1,N}, \; i \neq l; \tag{1}$$

$$\left.\frac{\partial u_1}{\partial n}\right|_{\gamma_0} = 0; \tag{2}$$

$$\left.\frac{\partial u_i}{\partial y}\right|_{y=0} = 0, \quad i = 0,...,N; \tag{3}$$

$$u_0|_{S_0} = u_k|_{S_0}; \quad \sigma_0 \left.\frac{\partial u_0}{\partial n}\right|_{S_0} = \sigma_k \left.\frac{\partial u_k}{\partial n}\right|_{S_0}; \tag{4}$$

$$u_i|_{\gamma_i} = u_{i+1}|_{\gamma_i}; \quad \sigma_i \left.\frac{\partial u_i}{\partial n}\right|_{\gamma_i} = \sigma_{i+1} \left.\frac{\partial u_{i+1}}{\partial n}\right|_{\gamma_i}, \quad i = 1,...,N-1; \tag{5}$$

$$u \to 0, \; при \; \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \to \infty, \tag{6}$$

где γ_i-нижняя граница слоя Ω_i при $i=1,...,N$-1 и «дневная» поверхность при i=0; $\vec{n}$- вектор нормали; δ - функция Дирака.

Решение задачи (1)-(6) найдем комбинированным методом интегральных преобразований и интегральных уравнений.

Для этого применим к задаче интегральное косинус-преобразование Фурье:

$$\bar{u}(x,m,z) = \int_0^{\infty} u(x,y,z)\cos my \, dy.$$

Умножим (1) – (6) на $cosmy$ и проинтегрируем по y от 0 до ∞. Получим параметрическое семейство (относительно параметра $m \in [0,\infty)$) двумерных краевых задач:

$$\frac{\partial^2 \bar{u}_l}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{u}_l}{\partial z^2} - m^2 \bar{u}_l = -\frac{I}{4\sigma_l}\delta(x - x_0)\delta(z - z_0); \tag{7}$$

$$\frac{\partial^2 \bar{u}_i}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{u}_i}{\partial z^2} - m^2 \bar{u}_i = 0, \; i = \overline{0,N}, \; i \neq l; \tag{8}$$

$$\overline{u_0}\Big|_{\bar{S}_0} = \overline{u_k}\Big|_{\bar{S}_0}, \quad \sigma_0 \frac{\partial \bar{u}_0}{\partial n}\Big|_{\bar{S}_0} = \sigma_k \frac{\partial \bar{u}_k}{\partial n}\Big|_{\bar{S}_0} \tag{9}$$

$$\overline{u_i}\Big|_{\gamma_i} = \overline{u_{i+1}}\Big|_{\gamma_i}, \ \sigma_i \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial n}\Big|_{\gamma_i} = \sigma_{i+1} \frac{\partial \overline{u_{i+1}}}{\partial n}\Big|_{\gamma_i}, \ i = \overline{1, N-1} \ ; \tag{10}$$

$$\bar{u} \to 0, \text{ при } \sqrt{x^2 + z^2} \to \infty \ . \tag{11}$$

Решение задачи (7) – (11) будем искать в виде суммы потенциала источника и потенциала двойного слоя:

$$\overline{u_i}(x, m, z) = W(\bar{P}) + U_0, \ \bar{P}(x, z) \in \overline{\Omega_i}, \ i = \overline{1, N}, \tag{12}$$

$$\overline{u_0}(x, m, z) = \frac{\sigma_k}{\sigma_0}(W(\bar{P}) + U_0) \quad \bar{P} \in \overline{\Omega_0}, \tag{13}$$

где $W(\bar{P}) = \int_{\bar{S}_0} \mu(\bar{Q}) \frac{\partial}{\partial n} G(\bar{P}, \bar{Q}) d\bar{S}_{0\bar{Q}}$ – потенциал двойного электрического слоя на направляющей границе $\bar{S}_0$ включения, $U_0 = \frac{I}{4\sigma_l} G(\bar{P}, \bar{A})$, где $G(\bar{P}, \bar{Q})$ – функция Грина слоистой среды, $\mu(\bar{Q})$ - плотность потенциала двойного слоя.

Подставим (12) и (13) в первое равенство (9) и, учитывая, что при переходе через границу раздела сред потенциал двойного слоя терпит разрыв $W^{\pm} = W \mp \frac{1}{2}\mu(\bar{Q})$, получим следующее интегральное уравнение Фредгольма II рода:

$$\mu(\bar{P}) - 2\lambda \int_{\bar{S}_0} \mu(\bar{Q}) \frac{\partial}{\partial n} G(\bar{P}, \bar{Q}) d\bar{S}_{0\bar{Q}} = \frac{I\lambda}{2\sigma_l} G(\bar{P}, \bar{A}), \ \lambda = \frac{\sigma_k - \sigma_0}{\sigma_k + \sigma_0}, \ \bar{P}, \bar{Q} \in \bar{S}_0. \tag{14}$$

Искомое решение восстанавливается формулой обращения:

$$u(x, y, z) = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} \bar{u}(x, m, z) \cos my \, dm,$$

где $\bar{u}(x, m, z)$ находится из равенств (12), (13), в которых неизвестная плотность потенциала двойного слоя $\mu(\bar{Q})$ определяется из интегрального уравнения Фредгольма II рода (14).

В случае важного в практике геофизических работ плоско–параллельного горизонтально–слоистого полупространства (γ_i – плоскости $z = z_i, i = \overline{1, N-1}, z_0 = 0$), функция Грина $G(\bar{P}, \bar{Q})$ определяется следующей краевой задачей :

$$\frac{\partial^2 G}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 G}{\partial z^2} - m^2 G = -\delta(x)\delta(z - z_Q);$$

$$\frac{\partial G_1}{\partial z}\Big|_{z=0} = 0;$$

$G_i\big|_{z=z_i} = G_i\big|_{z=z_i}$, $\sigma_i \dfrac{\partial G_i}{\partial z}\Big|_{z=z_i} = \sigma_{i+1} \dfrac{\partial G_{i+1}}{\partial z}\Big|_{z=z_i}$, $i = \overline{1, N-1}$;

$G \to 0$, при $\sqrt{x^2 + z^2} \to \infty$.

Решение последней находится с помощью интегрального косинус преобразования по переменной x и рекуррентным формулам быстрого счета [6].

Сравнение результатов, полученных методом интегральных уравнений, с аналитическим решением для случая одного кругового цилиндра в пространстве [5] показало высокую эффективность метода интегральных уравнений (относительная погрешность приближенного решения не превышала 1%).

Решение обратной задачи осуществляется алгоритмами вариационного типа [7] на основе метода локальных вариаций и метода Хука-Дживса ориентированного на поиск минимумов сильно овражных функций.

Литература

1. *Тихонов А.Н., Арсенин В.Я.* Методы решения некорректных задач. – М.: Наука, 1986. – 288 с.
2. *Друскин В.Л.* О единственности решения обратной задачи электроразведки и электрокаротажа для кусочно-постоянных проводимостей. // Физика Земли – 1982. – №1.– С.72-75.
3. *Кризский В.Н., Герасимов И.А., Ермолаев А.В., Заваруева М.Б.* К задаче определения границ квазитрехмерных включений в слоистых средах кусочно-постоянной проводимости.// Труды института прикладной математики и механики НАН Украины, Донецк, 2001, т.6, с.71-74.
4. *Кризский В.Н.* Определение границ квазитрехмерных кусочно-однородных сред методами электроразведки// Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 30-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, М: ОИФЗ РАН, 2003, с.59-60.
5. *Кильдибекова Г.Я.* Поле точечного источника тока в горизонтально-слоистой среде с цилиндрическим включением.//Численные методы решения уравнений математической физики. Уфа: БФАН СССР, 1986,с.64-74 .
6. *Филатов В.А., Хогоев Е.А*. Расчет поля точечного источника в слоистой среде.// Новосибирск. ВЦ СО АН СССР; Рук.Деп В ВИНИТИ 13.02.87, №1065-В87.
7. *Старостенко В.Н., Оганесян С.М.* Некорректно поставленные задачи по Адамару и их приближенное решение методом регуляризации А.Н. Тихонова// Геофиз. Журнал – 2001. – Т23, №6. – с. 3-20.

ПРИМЕНЕНИЕ 2D ГРАВИМАГНИТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РАЗНОРАНГОВЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Е.А. Бессонова, М.Г. Валитов, Т.Н. Колпащикова

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН

Изучение глубинного строения земной коры и литосферы, решение задач изучения верхней части разреза, решение инженерно-геологических задач практически невозможно без использования результатов моделирования наблюденных геофизических данных.

Комплексная программа интерактивного моделирования потенциальных полей создана на основе решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии. Совместная интерпретация различных геофизических полей повышает достоверность геологических результатов.

При этом основной упор был сделан на разработку лёгкого в использовании интерфейса для интерактивного подбора и редактирования структурно-плотностных разрезов по аномальному гравитационному полю и его первым производным. Быстрое вычисление поля от 2D модели ускоряет процесс подбора и позволяет динамично проверять новые альтернативные решения. При построении структурно-плотностных моделей, задаваемый в двумерном варианте разрез аппроксимируется системой произвольных многоугольников с плотностью, изменяющийся внутри многоугольника линейно по вертикали и латерали.

На основе двумерного структурно-плотностного моделирования земной коры и литосферы с использованием программы выполнена интерпретация результатов гравиметрических наблюдений в Японском и Охотском морях (рис. 1). Позднее программа была дополнена возможностью построения модельных разрезов по аномальному магнитному полю (или вертикальной, горизонтальной компонентам магнитного поля).

Применение программы для моделирования верхней части разреза позволило провести количественную интерпретацию магнитометрических наблюдений на островах залива Петра Великого (Японское море). На основании которой проведена оценка глубины до верхней кромки магнитовозмущающих объектов, выделены мощности эффузивов и кор выветривания.

Хорошие результаты получены при структурном моделировании геологической среды по двум взаимно-пересекающимся профилям. Реконструкцией источников аномального магнитного поля вдоль разреза субмеридианального направления выявлено три блока коренных пород, имеющих высокие магнитные свойства. Первое тело, с намагниченностью 50 А/м, предположительно сложено вулканогенно-осадочными породами и перекрыто слабомагнитными четвертичными породами. В аномальном магнитном поле выход пород к поверхности отмечается сглаженной положительной аномалией с амплитудой 800 нТл. Второй и третий блоки имеют намагниченность 400 А/м, сложены предположительно основными породами интрузивного комплекса, перекрыты слабомагнитными эффузивами.

Участок кривой с высоким градиентом аномального магнитного поля соответствует практически вертикальной зоне контакта. Интенсивность аномалий магнитного поля значительно возрастает при выходе пород на поверхность и достигает величины 1700-2800 нТл. В точке пересечения модельных разрезов субширотного и субмеридианального направлений восстановленные объекты имеют одинаковую намагниченность. В восточной части изрезанное высокоградиентное аномальное магнитное поле вдоль субширотного разреза аппроксимируется чередованием пластовых крутопадающих магнитных и немагнитных тел, что хорошо согласуется с априорными геологическими представлениями. Реконструированные модели с большой степенью вероятности отражают реальную геологическую ситуацию, и позволяют классифицировать характерные магнитные аномалии по генезису магнитовозмущающих объектов.

При интерпретации гравитационного поля , используя это программное обеспечение, можно решать как региональные, задачи, так и задачи локального моделирования геологических объектов.

При региональном моделировании важно определить взаимосвязь различных тектонических блоков, структур, тип земной коры и условия ее трансформации. При «локальном» моделировании важно проследить взаимосвязь тех или иных геологических тел, условия их залегания и скрытого распространения.

На рис.1 представлены две разноранговые плотностные модели, секущие зону сочленения Японского моря с геологическими структурами Южного приморья.

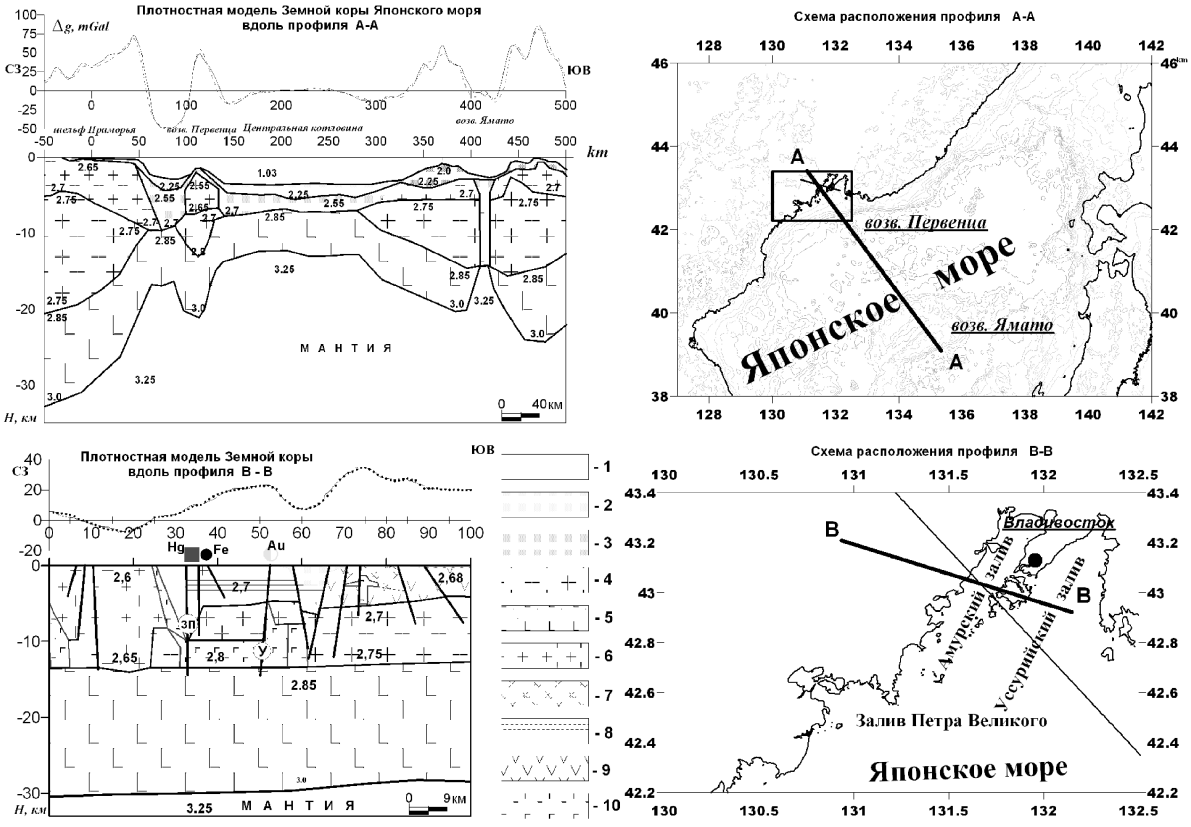


Рис 1. Условные обозначения: слои: 1 – вода, 2 – осадочный, 3 – переходный, 4 – гранитно-метаморфический, 5 – базальтовый, 6 – гранитный; 7 – грандиориты, 8 – континентальные отложения, 5 – вулканиты , 6 – габброиды

Профиль **А-А** начинается на в районе залива Перта Великого, пересекает возв. Первенца, Центральную котловину, возв. Ямато и заканчивается в котловине Хонсю. Исследуемый профиль пересекает Барабашский и Муравьевско-Дунайский окраинные прогибы Ханкайского блока Буреинско-Цзямусы-Ханкайского композитного массива.

При моделировании использовались результаты глубинного сейсмического зондирования в глубоководной котловине Японского моря, выполненного различными авторами в предшествующие годы, а также данные о мощности осадков, полученные по результатам непрерывного сейсмического профилирования, выполненного ТОИ ДВО РАН в течение предшествующих лет.

Основной задачей моделирования являлось определение участка смены типов земной коры, распространения редуцированной субконтинентальной коры по возвышенностями и степень ее гранитизации.

Земная кора залива Петра великого и прилегающей суши относится к субматериковому типу. Мощность земной коры континентальной части профиля составляет 30- 33 км, продолжая увеличиваться под континент. В ее составе выделяются четыре стандартных плотностных комплекса: первый слой с плотностью 2,0 – 2,4 г/см^3 (кайнозойские осадочные отложения); слой с

плотностью 2,6 – 2,7 г/см^3 (мезозойские интрузивные и осадочно-вулканогенные комплексы преимущественного кислого состава); слой с плотностью 2,7 – 2,75 г/см^3 (метаморфические формации допалеозойского возраста); слой с плотностью 2,8 – 3,0 г/см^3 соответствует «базальтовому» слою земной коры.

По результатам моделирования смена типов коры приурочена к подошве материкового склона.

В районе возвышенности Первенца строение земной коры заметно осложняется. Мощность земной коры возрастает до 22 км. По обоим бортам возвышенности наблюдаются локальные поднятия базальтового слоя, обусловленные внедрением мантийных масс по ослабленным зонам земной коры.

Разрез представлен тремя стандартными для субокеанической коры слоями: базальтовым (мощность 6 км, плотность 2,8 – 3,0 г/см^3), переходным (мощность 3,5 км, плотность 2,55 – 2,7 г/см^3) и осадочным (мощность до 2,5 км, плотность 2,0 – 2,3 г/см^3).

Мощность земной коры в районе возвышенности Ямато составляет 16 км. При продвижении на север, в центральной котловине, мощность коры уменьшается до 14 км. Земная кора В районе возвышенностей Ямато и Первенца содержит гранититоидные образования, по физическим свойствам, схожие гранитоидными образованиям южноприморского шельфа.

Профиль **В-В** протягивается с северо-запада на юго-восток, начинаясь в пределах Лаоэлин-Гродековской складчатой системы и пересекая Пограничную, Барабашскую, а также Муравьевскую структурно-формационные зоны и впадину Амурского залива, заканчивается в пределах Уссурийского залива.

При построении модели по этому профилю основное внимание было уделено детальному моделированию верхней части земной коры (первые 13 км) с целью выяснения глубинных различий или сходства главнейших, картируемых на поверхности, геологических сооружений (структурно-формационных зон). Для этого в максимальной степени были использованы все имеющиеся результаты наземных среднемасштабных геологических съемок.

Мощность земной коры под профилем меняется незначительно (от 31 до 28 км) с общей тенденцией сокращения от континента в сторону Уссурийского залива, где глубина залегания поверхности Мохо оказывается минимальной. На наш взгляд, указанный фактор свидетельствует о формировании Уссурийского залива в условиях более интенсивной деструкции коры в сравнении, например, с Амурским заливом, где мощность коры в настоящее время не менее 30 км. Об этом также косвенно свидетельствует относительное обогащение консолидированной верхней части коры под Уссурийским заливом массами с высокой плотностью (2.7-2.75 г/см^3), что может соответствовать комплексам его фундамента со средним-основным валовым составом.

В недрах о-ва Русский выделяется скрытый массив базитового состава (плотность 2.88 г/см^3). Большой по объему выступ базитового комплекса,

«корни» которого уходят в «базальтовый» слой, выделяется под Барабашской структурно-формационной зоной, в районе одноименной антиклинали. Глубина залегания кровли указанного выступа варьирует в пределах 7-13 км. Указанный выступ имеет два апофиза, почти достигающих поверхности. Отдельные локальные скрытые тела базитов выделяются и в пределах Пограничной структурно-формационной зоны, однако главным объектом, выделенным здесь путем моделирования, является огромный гранитоидный батолит, вертикальная мощность которого по расчетам может достигать 13 км. В плане он занимает обширную площадь к западу от известного Западно-Приморского разлома, являющегося восточной границей Лаоэлин-Гродековской системы и, судя по нашим данным, контролирующего положение указанного батолита.

Структура Амурского залива представляет собой асимметричную грабенообразную структуру, западный борт которой более крутой нежели восточный. Депоцентр этой структуры смещен в сторону западного борта.

В результате выполненного моделирования определен характер глубинной трансформации континентальной коры юго-западного Приморья в зоне ее сочленения с глубоководной котловиной Японского моря. Установлено, что структурно-вещественные изменения в земной коре начинаются в широкой береговой зоне.

Сравнительный анализ глубинного строения различных участков шельфа показал, что степень деструкции континентальной коры здесь не одинакова. Земная кора под заливами Уссурийским и Посьета изменена в большей степени, чем под Амурским заливом.

Начало глубинной перестройки коры отразилось на валовом вещественном составе ее верхних горизонтов: геологический разрез Пограничной, Барабашской и Муравьевской структурно-формационных зон обогащен комплексами базитового состава. Картируемые на поверхности гранитоидные массивы в большинстве случаев не имеют глубоких «корней» и по мощности не превышают четырех километров. Выявлен лишь один батолит юрского возраста мощностью до 8 км, располагающийся в зоне Западно-Приморского разлома.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ О. ПОПОВА (ЗАЛИВ ПЕТРА ВЕЛИКОГО, СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ЯПОНСКОГО МОРЯ)

Е.А. Бессонова, А.А. Гаврилов

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН

Очевидные трудности геологической интерпретации результатов гидромагнитной съемки акватории залива Петра Великого могут быть преодолены на основании аналогии природы магнитных аномалий островов, как эталонных геологических объектов. Детальные геолого-геофизические исследования открытых островных структур дают возможность прямого

сопоставления магнитных аномалий с конкретными геологическими телами, обнажающимися на поверхности.

В геологическом отношении крупные острова залива Петра Великого (Русский, Попова, Рейнеке и другие) представляют собой реликты очаговых купольных структур позднепермского возраста с фрагментами кровли и вмещающих вулканогенных, вулканогенно-осадочных образований. Вместе с кислыми и умеренно кислыми интрузивами полуострова Муравьева -Амурского они формируют единую цепь магматических куполов северо-восточного простирания, протягивающуюся из залива Петра Великого вглубь континента. В качестве объекта детальных исследований в работе рассмотрен остров Попова, в пределах которого был проведен комплекс геолого-геофизических работ, включающий геологическое картирование, дешифрирование материалов дистанционного зондирования из космоса, детальные магнитометрические работы М 1: 5000, измерения магнитной восприимчивости горных пород.

В процессе геологического картирования на о. Попова были выявлены такие интрузивные породы как лейкократовые и меланократовые габбро различной степени раскристаллизации, кварцевые диориты, серые и красновато-серые крупнокристаллические и гранофировые красные граниты. Наличие многочисленных ксенолитов габброидов в гранитах, проявление процессов ороговикования и альбитизации позволяет отнести базиты к ранним фазам внедрения. Кислые интрузивные образования, пространственно сопряженные с габбро, сформировались на завершающей стадии развития, определяя контактово-метасоматические и гидротермальные изменения более ранних интрузивных образований. Субвулканические образования являются переходными от эффузивных к глубинным фациям. Они представлены эктрузивными и дайковыми телами габбро-долеритов, андезитов, андезитовых порфиритов, фельзитов. Среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород отмечены: эксплозивные брекчии и лавы базальтов, лавы и лавобрекчии риолитов, и риолито-дацитов, агломератовые туфы и туфогравелиты, туфоалевролиты андезитового состава, и другие разности вулканитов владивостокской свиты (P_2).

Для определения статистической меры содержания в породах ферромагнитных минералов титаномагнетитового ряда были проведены измерения магнитной восприимчивости горных пород на образцах и обнажениях. Анализ полученной информации показал, что наиболее магнитными являются габброиды, которые резко дифференцированы по магнитным свойствам. Лейкократовые габбро с относительно невысокими содержаниями пироксенов и амфиболов при отсутствии акцессорного магнетита имеют магнитную восприимчивость 0.34-32.4 * 10^{-3} ед. СИ, а меланократовое габбро и габбро-диориты, обогащенные акцессорным магнетитом, æ 17 - 95.4 *10^{-3} ед. СИ. В целом, магнитная восприимчивость меланократового габбро, отличающегося тонкой и афанитовой структурой, как правило, на порядок и более превышает значения лейкократовых разностей. В ряде случаев положительные аномалии

магнитного поля связаны с зонами развития гидротермального жильного магнетита, который установлен на участках развития скарнов в полосе в бухте Алексеевской и в экзоконтактовой части массива габброидов (æ 11 - 200 *10^{-3} ед. СИ) бухты Западной. Интересно, что в жильных породах магнетит встречается вместе с сульфидами железа и меди (пирит, пирротин, халькопирит, и др.), что отражает существование как минимум двух отличных по физико-химическим условиям этапов гидротермального метаморфизма и рудогенеза, обусловленных более поздними фазами внедрения гранитоидов. Максимальная мощность жил содержащих гидротермальный магнетит составляет первые десятки сантиметров. Содержание другого магнитного минерала-пирротина в гидротермалитах составляет десятые доли процента. Характер распределения магнитной восприимчивости габбро на гистограммах соответствует нормальному, за исключением гидротермально измененного габбро, с характерной отдельно стоящей модой включений жильного магнетита (рис.1).

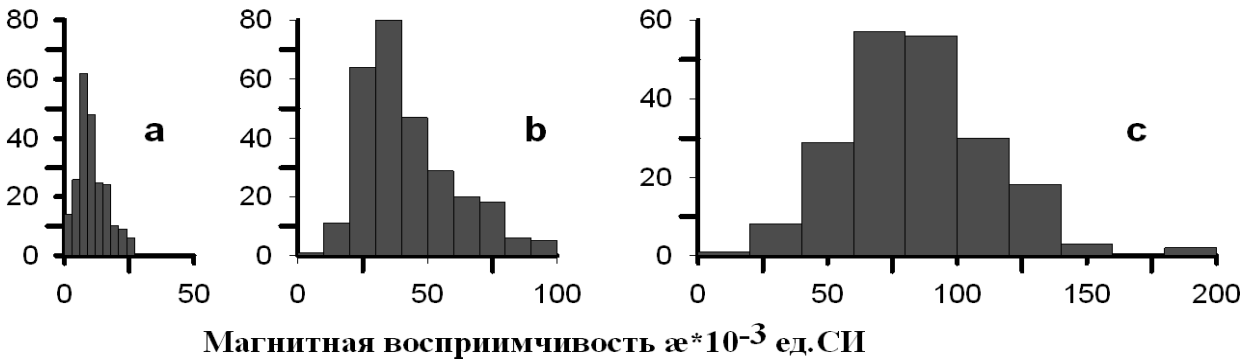


Рис.1. Распределение значений магнитной восприимчивости для различных типов габбро: **a**-лейкократовые разности, **b**-меланократовые, **c**- микрогаббро с включениями жильного магнетита.

Практически немагнитны кислые эффузивы (риолиты и риолито-дациты), они характеризуются æ 0 - 0,68 *10^{-3} ед. СИ. Дифференцированы по магнитной восприимчивости и граниты. Красные граниты в южной части острова характеризуются очень невысокими значениями магнитной восприимчивости 0.08 - 0,18 *10^{-3} ед. СИ. В то же время достаточно высокая магнитная восприимчивость установлена для красно-бурых гранитов в юго-западной части острова (20 - 46 *10^{-3} ед. СИ.).

По результатам магнитной съемки о. Попова и прилегающей акватории М 1:5000 составлена карта аномального магнитного поля (рис.2).

Аномальное магнитное поле острова характерно для структур центрального типа. Положительные аномалии магнитного поля расположены по периферии острова и в плане образуют разомкнутое в юго-восточной части кольцо. В центральной части острова, на юге и юго-востоке аномальное магнитное поле характеризуется небольшими отрицательными значениями с

невысоким градиентом. Это обстоятельство согласуется с данными дешифрирования космических снимков (КС), которые указывают на приуроченность очаговой системы острова к узлу пересечения региональных разломов северо-восточного, северо-западного и субширотного простираний.

В пределах рассматриваемой территории выделяется два основных морфологических типа положительных аномалий ΔТ: мозаичные контрастные, вытянутые в субмеридиональном направлении (северо-западная и северо-восточная части острова) с амплитудами до 4000 нТл и сглаженные, относительно слабо дифференцированные с амплитудами до 1500 нТл, имеющие северо-восточное простирание.

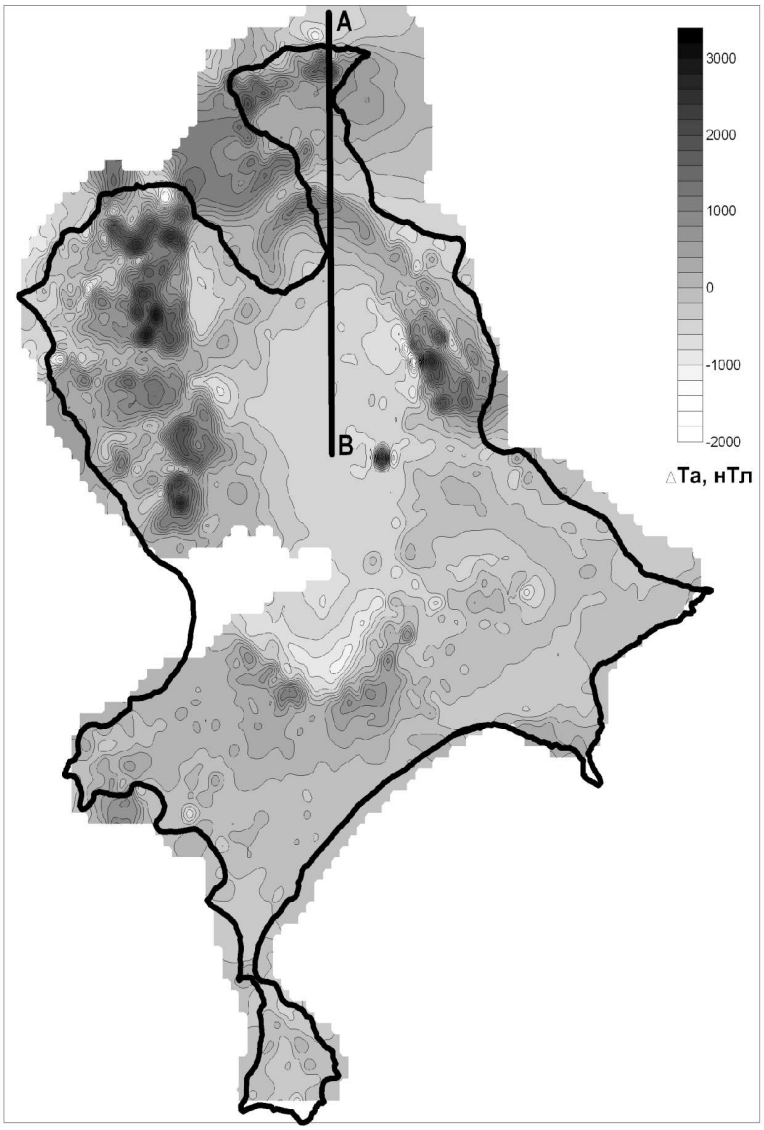


Рис.2. аномальное магнитное поле о.Попова (залив Петра Великого).

В северо-восточной части острова наблюдается обратная связь положительных сглаженных аномалий магнитного поля с рельефом относительно опущенных блоков (коэффициент корреляции от -0.5 до -0.8), которые сложены слабомагнитными лавами риолитов и дацитов, выветрелыми гранитами и гранодиоритами. Это позволило предположить наличие нижележащих геологических тел, с более высоким содержанием магнитных минералов. Сделанные предположения подтверждены результатами количественной интерпретации аномального магнитного поля в северо-восточной части острова с использованием программы интерактивного

двумерного моделирования магнитного поля. При вычислениях сделано допущение о сонаправленности вектора намагниченности модельных объектов с направлением вектора современного магнитного поля. Для расчетов намагниченности геологических тел использованы данные о магнитной восприимчивости горных пород о. Попова. По результатам количественной интерпретации представлен один из возможных вариантов геологического строения этой части острова – (рис.3). Мощность перекрывающих эффузивов в северной части разреза достигает 150 м на юге увеличивается до 300 м. Нижележащий сильномагнитный массив габбро разбит на две части.

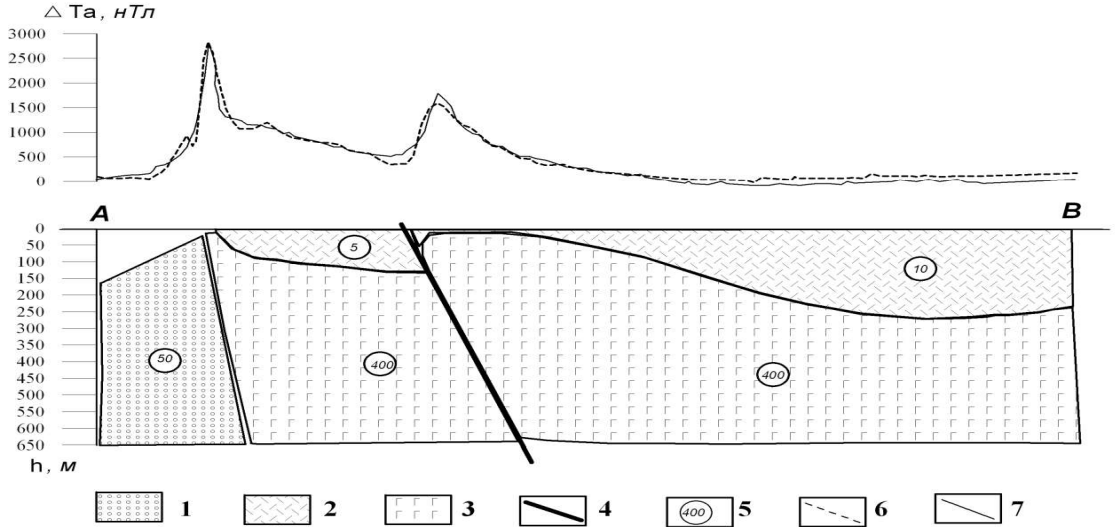


Рис.3. Результаты количественной интерпретации аномального магнитного поля, разрез по линии АВ. Условные обозначения: 1-вулканогенно-осадочный комплекс, 2 - кислые эффузивы, 3- габбро, 4 - плоскость смещения по разлому, 5-намагниченность, поле ΔTa: 6- наблюденное, 7-рассчитанное.

Расчет корреляции магнитного поля с рельефом показывает приуроченность мозаичных магнитных аномалий к водораздельным участкам. Коэффициент корреляции изменяется здесь от 0,6 до 1. Аномальное магнитное поле на этих участках резко дифференцировано и характеризуется чередованием повышенных и пониженных локальных аномалий. Подобные высоградиентные аномалии изометричной формы соотносятся с небольшими штокверками (линзовидной или воронкообразной формы) акцессорного магнетита, которые ассоциируются как с ареалами меланократового, так и относительно лучше раскристаллизованного лейкократового габбро. Данные дешифрирования КС свидетельствуют об общей структурной позиции подобных штокверков, связанных с магматическими жерловинами и центральными каналами локальных очаговых систем. Прожилковой и жильной магнетитовой минерализации в габбро и эффузивах, отвечают узкие

высокоградиентные зоны положительных магнитных аномалий, которые иногда представляют элементы мозаичных. На участках развития гидротермального магнетита при мощности жил более десяти сантиметров амплитуды магнитного поля имеют максимальные для острова значения. В южной части острова сглаженные положительные аномалии соответствуют выходам на поверхность небольших тел меланократовых габбро. Небольшие локализованные низкоамплитудные положительные аномалии магнитного поля в прибрежных частях на юго-западе и юго-востоке связаны с красно-бурыми гранитами, расположенными в зоне контакта с габброидами. Повышенное содержание магнитных минералов в гранитах приближает их по магнитным свойствам к габбро. Отдельные низкоградиентные локальные аномалии магнитного поля на небольших участках сопряжены с высокими концентрациями магнетита, сформированными в результате экзогенных процессов в поверхностной зоне литогенеза.

Проведенные исследования показали что морфология, интенсивность и природа магнитных аномалий острова Попова различна и определяется, прежде всего, происхождением, особенностями распределения и концентрацией минералов магнетитового ряда. Положительные аномалии магнитного поля, связанные с коренными породами имеют характерные особенности определяющиеся прежде всего, различной магнетитовой минерализацией 1 - магматогенной и 2 - гидротермальной. Первые имеют изометричные очертания, значительные площади и связаны с телами акцессорного магнетита, образованными в ходе кристаллической и гравитационной дифференциации магмы базитового состава. Вторые отличаются линейной формой, максимальными градиентами и соотносятся с зонами жильной магнетитовой минерализации, которая возникла в результате мобилизация и транспортировки железа при процессах контактово-метасоматической и гидротермальной переработки массивов габброидов и эффузивов кровли на более поздних этапах эволюции магматического центра при внедрении гранитоидной магмы. Отмечены также экзогенные источники повышенных значений магнитного поля. Полученные данные об интенсивности морфологии и природе магнитных аномалий островных территорий позволят существенно уточнить интерпретацию данных гидромагнитных исследований акваторий Амурского, Уссурийского заливов Японского моря.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ НЕЧЕТКОЙ ЛОГИКИ (АЛГОРИТМ МОНОЛИТ) ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Ш. Р. Богоутдинов

Геофизический центр РАН, Москва

В геофизике для интерпретации магнитных аномалий, измеренных с помощью аэромагнитной съемки, часто применяют метод деконволюции Эйлера (МДЭ) [1, 2 и др.]. Данный метод позволяет получить оценки положения источников (эйлеровых решений) для аномалий потенциальных полей, заданных в скользящем окне. На простых теоретических примерах эти точки соответствуют положению изолированных аномалеобразующих тел, а также дают оценку их глубины. Таким образом, в простых случаях метод позволяет получать положение и глубины залегания тел, вызывающих те или иные магнитные аномалии.

Метод весьма чувствителен к целому ряду факторов: уровню помех, точности вычисления производных аномального поля, интерференции сигналов от близко расположенных источников и т.д. В таких случаях эйлеровы точки образуют размытые облака, что затрудняет определение положения тел. В то же время, расчеты на теоретических примерах показывают, что даже если эйлеровы точки не образуют плотных скоплений вблизи аномалеобразующих тел, в окрестности последних плотность распределения решений оказывается большей. Поэтому применение в таких задачах методов поиска сгущений представляется естественным и перспективным.

Для решения этой проблемы мы применили последовательность алгоритмов, построенных на нечеткой математики и нечеткой логики.

1. Нечеткие сравнения. Во многих случаях обычная линейная мера превосходства одного числа над другим в виде их разности оказывается слишком грубой. Кроме того, нормированное представление сравнения двух чисел позволяет сопрягать при его помощи операций нечеткой логики с другими такими сравнениями [3, 4].

1.1. Определение. Нечеткое сравнение $n(a,b)$ на действительных числах a и b измеряет в знакопеременной шкале отрезка $[-1,1]$ степень превосходства b над a:

$$n(a,b) = \mu es(a < b) \in [-1,1]$$

Широкое применение в работе нашел вариант базового сравнения $n_0(a,b)$, определенный только на неотрицательных числах, а также его вариации специального вида ψ_γ.

1.2. Определение. 1) Если $a,b \in \breve{y}^+$, то

$$n_0(a,b) = \frac{b-a}{\max(a,b)}$$

2) Для $\gamma \in (-1,1)$ положим

$$n_\gamma(a,b) = \psi_\gamma(n_0(a,b)),\ \text{где}\ \psi_\gamma(t) = \begin{cases} \dfrac{t-\gamma}{1-\gamma}, & t \in [\gamma, 1] \\ \dfrac{t-\gamma}{1+\gamma}, & t \in [-1, \gamma] \end{cases} \qquad (1.1)$$

Такая вариация корректна: $n_0(a,b) = \psi_0(n_0(a,b))$. При $\gamma > 0$ получается усиление n_0, при $\gamma < 0$ - наоборот, его ослабление. В дальнейшем под сравнением $n(a,b)$ понимается какое-либо $n_\gamma(a,b)$. Заметим, что в общем случае сравнение n некососимметрично: $n(a,b) \neq -n(b,a)$.

Расширим $n(a,b)$ на произвольные неотрицательные конечные совокупности A и B: если $A = \{0, a_1, a_2, \ldots, a_N\}$, $B = \{0, b_1, b_2, \ldots, b_M\}$, то

$$\mu es(A < B) = n(A,B) = \frac{\sum_{i,j} n(a_i, b_j)}{NM} \in [-1,1] \qquad (1.2)$$

есть мера того, что A лежит левее B (B лежит правее A). В случае a_i, b_j $\forall i, j$ всегда $n(A,B) \geq 0$, так что определенная мера $\mu es(A < B)$ (1.2) корректна по отношению к исходному порядку на $\mathbb{R}^+$.

Нечеткие сравнения дают возможность формализовать нечеткие понятия “маленький” и “большой”: совершенно естественно считать, что если некоторое свойство выражено в шкале $[-1,1]$, то попадание в отрезок $\left[\frac{1}{2}, 1\right]$ $\left(\left[0, \frac{1}{2}\right)\right)$ означает сильно экстремальное (слабо экстремальное) его проявление. Аналогично попадание в отрезок $\left[-1, -\frac{1}{2}\right]$ $\left(\left[-\frac{1}{2}, 0\right)\right)$ означает сильное (слабое) отсутствие такого свойства.

1.4. Параметры нечеткого выбора: тип экстремальности (сильный, слабый), параметр γ в сравнении $n = n_\gamma$.

1.5 Пример. Дана функция $f: T \to \mathbb{R}^+$

1) Значение $f(t)$ в точке $t \in T$ - большое (небольшое), если $f(t)$ - большое (небольшое) по $\operatorname{mod}\operatorname{Im} f$;

2) Значение $f(t)$ в точке $t \in T$ - маленькое (немаленькое), если $f(t)$ - маленькое (немаленькое) по $\operatorname{mod}\operatorname{Im} f$.

1.6 Пример. Пусть (X,d) - конечное метрическое пространство. Обозначим через dX совокупность всех нетривиальных расстояний в X: $dX = \{d(x,y) \mid x \neq y \in X\}$ и назовем радиусом локализации $r = r(X)$ сильноминимальную границу dX:

$$n(r, dX) = \frac{1}{2} \qquad . \qquad (1.3)$$

Исследования показывают, что при $n = n_{0.5}$ (1.1) в любой точке $x \in X$ шар $D(x, r(X))$ формализует правильный взгляд на x внутри X, оптимально сочетая в точке x глобальные и локальные начала пространства X.

2. Локальная монолитность. Для определения локальной монолитности точки $x \in X$ относительно подмножества $A \subset X$ потребуется квантование полупрямой $\mathbb{R}^+$.

2.1. Определение. Пусть h - квант и $\mathbb{R}^+_h = \{kh, k = 0,1,\ldots\}$. Назовем квантованием соответствие $t \to t(h) : \mathbb{R}^+ \to \mathbb{R}^+_h$

$$h(t) = \begin{cases} t, & \text{если } t = nh \\ (n+1)h, & \text{если } t \in ((n-1)h, nh) \end{cases}.$$

Выберем радиус локализации r (сейчас он не обязан совпадать с $r(X)$ (1.3)) и определим локальную "группу" нормирования $\Gamma_{h,A,r}(x)$: если $D_A(x,r) = \{a \in A : d(a,x) < r\}$ шар в A с центром в x, то

$$\Gamma_{h,A,r}(x) = \{nh, \text{если } \exists a \in D_A(x,r) : nh = h(d(x,a))\}.$$

За монолитность A в x примем монолитность нуля в $\Gamma_{h,A,r}(x)$ в контексте отрезка $[0, h(r)]$. Особое положение нуля требует монотонного отношения к квантам nh в $[0, h(r)]$: чем они больше, тем меньше имеют значение. Это достигается весом $\psi : \psi_0 = 1 - \dfrac{nh}{h(r) + h}$ и

$$\mathrm{mon}_A(x \mid r) = \frac{\sum \psi(nh) : nh \in \Gamma_{h,A,r}(x)}{\sum \psi(nh) : nh \in [0, h(r)]}.$$

Монолитность можно считать одним из свойств дискретного выражения непрерывности A в x, мерой предельности A в x (неизолированности x от A). При этом принадлежность x к A не имеет решающего значения: большие монолитности $\mathrm{mon}_A(x \mid r)$ могут достигаться для $x \notin A$ и, наоборот, если $x \in A$, то монолитность $\mathrm{mon}_A(x \mid r)$ может быть достаточно маленькой.

2.2. Параметры монолитности: радиус локализации r, размер квантования h, вес ψ.

Итак, функция монолитности $\mathrm{mon}_A(\cdot \mid r) \overset{def}{=} \mathrm{mon}_A(\cdot)$ определена во всех точках пространства X. Ее можно трактовать как функцию принадлежности на X для нечеткого свойства "предельности к A".

Обозначим через $\mathrm{Mon}_A X$ подмножество тех точек из X, в которых это свойство проявляется в значительной степени, т.е. является большой или немаленькой:

$$\mathrm{Mon}_A X = \{x \in X : \mathrm{mon}_A x \text{ - большая (немаленькая) по } \mathrm{mod}\, \mathrm{Im}\, \mathrm{mon}_A(\cdot)\}.$$

При переходе $A \to A^{(1)} \overset{def}{=} \mathrm{M}\ \mathrm{on}_A X$ убираются изолированные точки из A и, наоборот, присоединяются к A ей не принадлежащие, но достаточно им окруженные. Другими словами, при переходе $A \to A^{(1)}$ одновременно происходит "сглаживание" и "ошкуривание" топологического характера. Первую итерацию $A^{(1)}$ назовем монолитной оболочкой A. Далее возможны последующие высшие итерации:

$$A^{(i+1)} = \mathrm{M}\ \mathrm{on}_{A^{(i)}} X$$

3. Алгоритм "Монолит" начинает свою работу на всем пространстве: $A = X$. Строится локализация $r = r(X)$ (1.3), выбираются параметры монолитности 2.4. Первая итерация "Монолита" $X^{(1)}$ представляет собой совокупность всех значимых (плотных) точек в X. Как было отмечено выше, переход $X^{(1)} \to X^{(2)}$ исключает изолированные точки из $X^{(1)}$, одновременно заполняя (сглаживая) массивные скопления в нем. Другими словами, $X^{(2)}$ получается из $X^{(1)}$ одновременным освобождением от своих изолированных точек и своего рода кристаллизацией вокруг своих массивных подмножеств. И так далее: изолированное постепенно пропадает, массивное становится еще массивнее.

3.1. Параметры "Монолита": количество итераций, параметры монолитности 2.4, параметры выбора большой (немаленький) по $\mathrm{mod}\,\mathrm{Im}\,\mathrm{mon}_A$.

3.2. Блок-схема "Монолита" (рис.1)

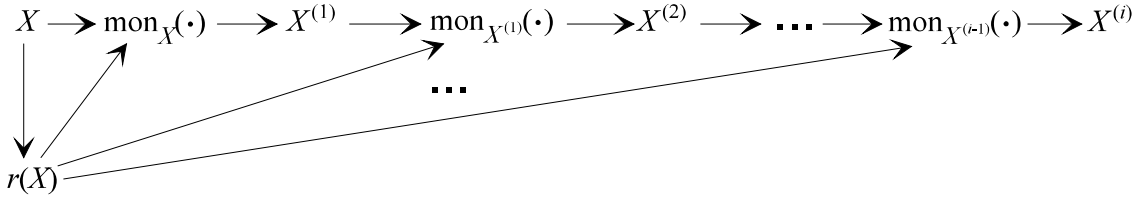


Рис. 1

4. Применение алгоритма "Монолит". Построенный алгоритм применялся для участка аэромагнитной карты аномального поля ΔT в районе Каннского массива (рис. 2). Размер сетки 163x193.

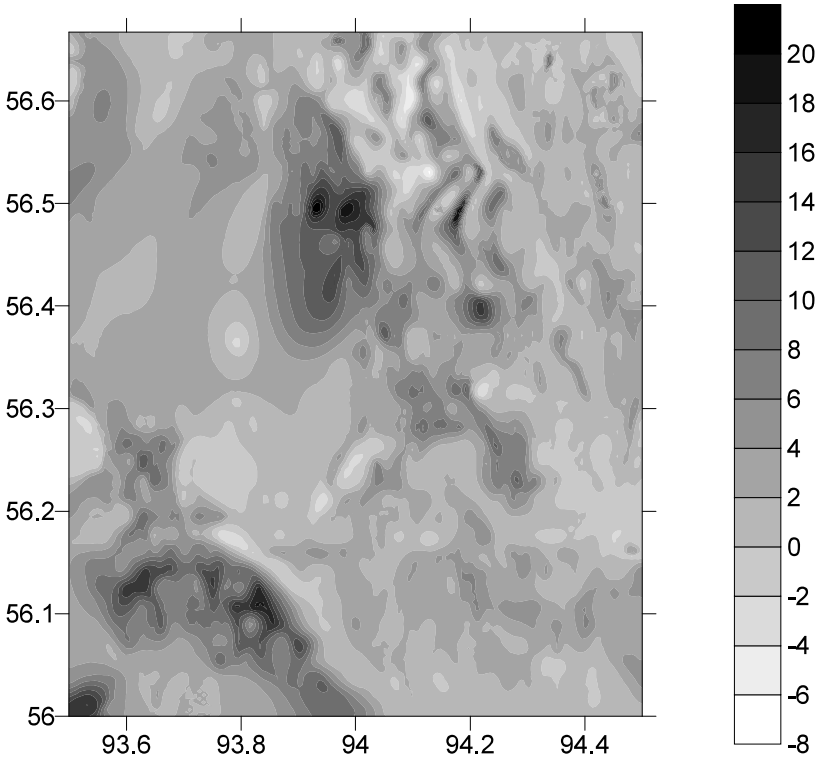


Рис. 2

Эйлеровы решения определялись с помощью квадратного окна размером 7×7 точек со структурным индексом N=0.5 (точечный диполь). Выбранная сетка порождает 157×187 = 29359 эйлеровых решений. Число их было уменьшено до 25379 путем фильтрации полученных решений. Проекции этих решений на горизонтальную плоскость (xOy) показаны на рис. 3. Применение алгоритма “Монолит” позволило сократить число решений до 16033 и получить более ясную картину (рис.4).

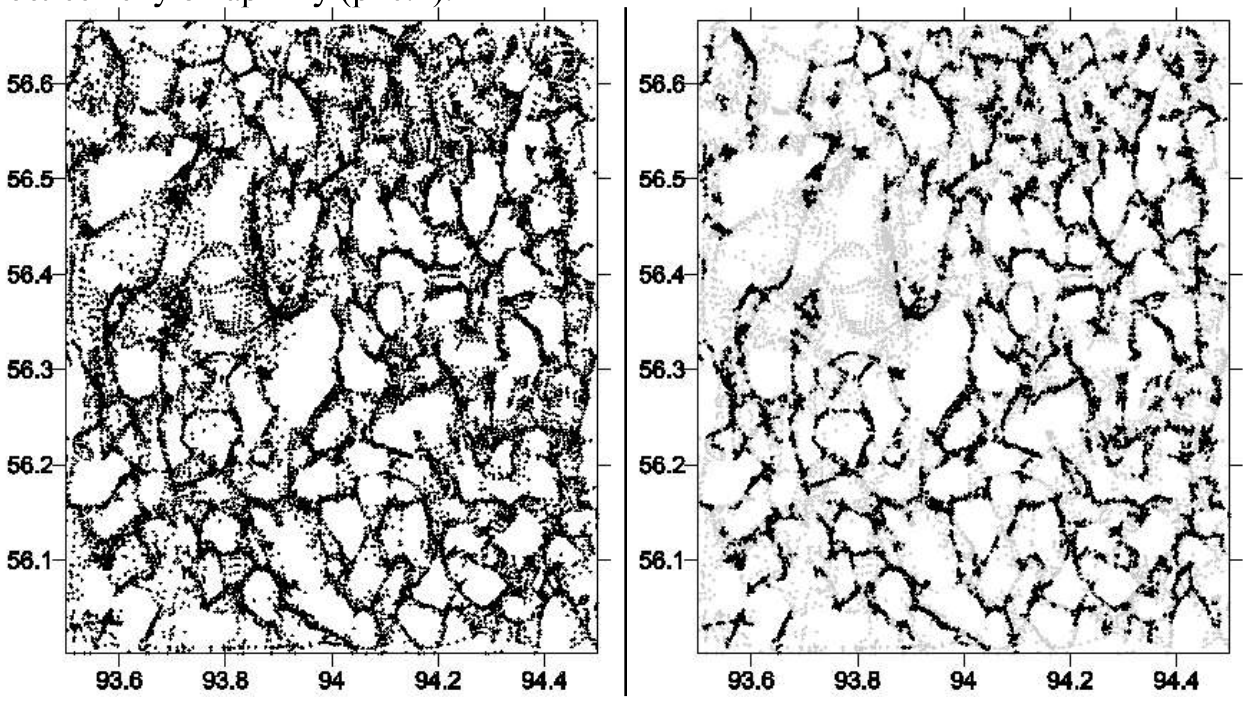


Рис. 3 | **Рис. 4**

Отобранные решения (черные точки) дают четкую систему линейных аномалий, на ряде изученных участков хорошо совпадающих с положением древних разрывных нарушений и магматических внедрений в Нижне-Канском массиве.

Литература

1. *Hood P.* Gradient measurements in aeromagnetic surveying. // Geophysics. – 1965.
2. *А.Д. Гвишиани, М. Диаман, В.О. Михайлов, А. Гальдеано, С.М. Агаян, Ш.Р. Богоутдинов, Е.М. Граева.* Алгоритмы искусственного интеллекта для кластеризации магнитных аномалий. М.: Физика Земли, 2002, № 7, с.13-28.
3. *V. Mikhailov, A. Galdeano, M. Diament, A. Gvishiani, S. Agayan, S. Bogoutdinov, E. Graeva, and P. Sailhac.* Application of artificial intelligence for Euler solutions clustering. Geophysics. 2003, vol. 68, no. 1, p.168-180.
4. *Ягер Р.* Нечеткие множества и теория возможностей. Последние достижения. – М.: Радио и связь, 1986.

МЕХАНИЗМЫ МИГРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ, ФИЛЬТРАЦИИ ИХ В ЛОВУШКАХ, ФОРМИРОВАНИЯ ОРЕЛОВ ДИФФУЗИИ, АВТОЛОКАЛИЗАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ (НА ОСНОВЕ ФИЗИЧЕСКОГО И МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Н.И. Божок[1], А.Т. Урдабаев[1], П. Н. Коврижных[2]

[1] РГП "Специализированное гравиметрическое предприятие", г. Алматы, Казахстан
[2]ТОО «НПЦ Геокен», г. Алматы, Казахстан

В геофизических методах локального прогноза нефтегазоносности структур залежь традиционно рассматривалась как неоднородность в геологической среде. При этом применялся специальный термин – аномалия типа залежь (АТЗ). Причина неэффективности такого подхода заключается в недостаточной контрастности отдельных физических свойств объекта относительно фона, приводящая к снижению соотношения сигнал/помеха. При этом прогнозирование становится невозможным, если залежь с незначительной мощностью находится на большой глубине.

В Казахстане рассматриваемое направление работ было сосредоточено в Прикаспийской впадине, на полуострове Бузачи и на Мангышлаке. При этом из несейсмических методов проводились гравиразведка и электроразведка в модификациях ДОЗ, ЗСБ и ЗС-МП, а принципиальные возможности магниторазведки не рассматривались вообще.

В гравиразведке был выявлен эффект автолокализации локальных гравитационных аномалий (Михайлов И.Н., ВНИИгеофизика, г.Москва), когда аномалии почти строго располагаются в контуре залежей УВ. Объяснить их

природу влиянием залежи или структурным эффектом не удалось. Была даже попытка объяснить эффект автолокализации гравитационной тенью от залежи, что вообще выходит за рамки законов Ньютона.

На эффективности электроразведки отрицательно сказалось увлечение дифференциальными методами обработки и интерпретации материалов, разработанными в НВНИИГГ (г.Саратов), являвшимся научным куратором электроразведочных работ во многих организациях. При этом не были учтены погрешности АЦП в серийной цифровой аппаратуре, которые при дифференцировании измеренного сигнала усиливались и неизбежно приводили к ложным выводам.

Выход из создавшейся ситуации видится, на наш взгляд, в принятии новой идеологии оценки нефтегазоносности структур, базирующейся на изучении субвертикального следа диффузионного потока углеводородов (СДП УВ) из нефтегазовых залежей, вплоть до дневной поверхности. Первые опыты исследований в этом направлении в условиях Южно-Торгайской впадины (ЮТВ) были предприняты в конце 80-х и начале 90-х годов прошлого столетия в Аэрогеофизической экспедиции ПГО "Казгеофизика" (Урдабаев, Божок, 1987, 1990, 1999, 2000, 2002).

1. Общие предпосылки локального прогноза залежей УВ

На основании многочисленных литературных источников, авторского опыта производственных, опытно-методических работ и моделирования, сформировалось следующее представление о механизмах образования залежей углеводородов (УВ) и связанных с ними аномальных объектов (в тезисном виде).

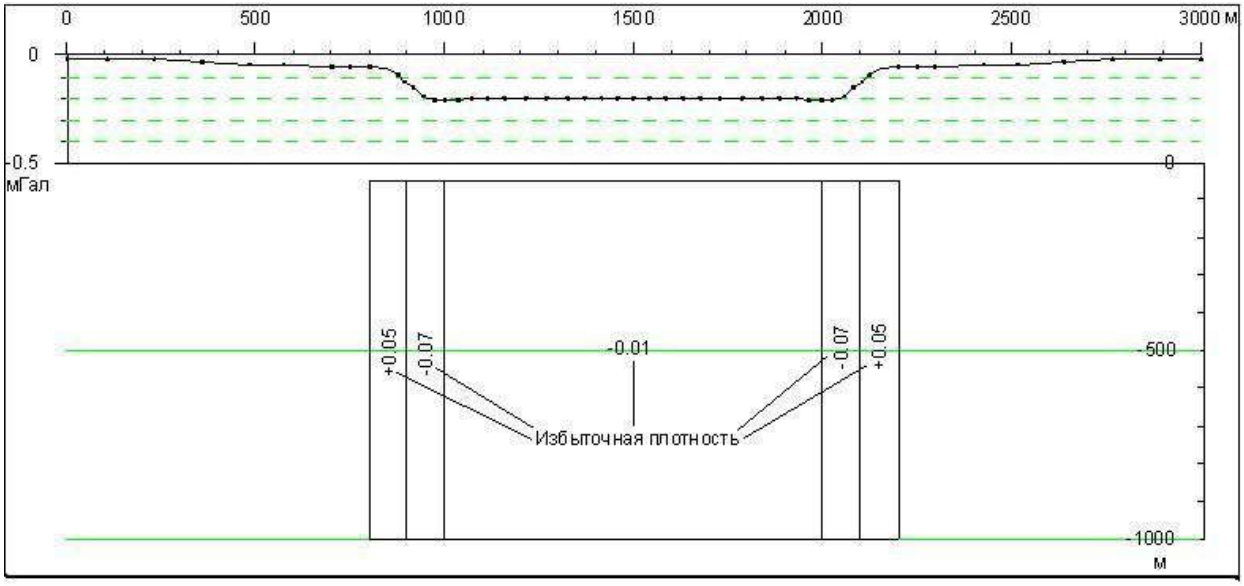
1. Любая ловушка УВ (структурная, примыкание, рифовая, тектонически-, литологически-, капиллярно-экранированная) представляет собой **«топливный фильтр»** на пути **сквозного** потока УВ-содержащих флюидов (подземных вод). Миграция капель и пузырьков УВ сквозь неподвижное водное заполнение вдоль напластования пористых пород физически невозможна.
2. Уменьшение с глубиной (и, соответственно, со временем) пористости осадочных пород сопровождается выдавливанием из них первоначального водного заполнения (вместе с рассеянными УВ) порядка 20% от начального объема пород. Выдавливание происходит по путям наименьшего сопротивления, основными из которых являются: **а) разломы, б) погребенные эрозионные палеоврезы на поверхностях несогласия,** в том числе и на поверхности фундамента в прибортовых частях осадочных бассейнов.
3. При пересечении узких линейных путей миграции с пористыми ловушками любого типа создаются благоприятные условия гравитационной или капиллярной **сепарации УВ** из флюида-переносчика. Имеющиеся на большинстве месторождений УВ **разломы**, которые принято считать

возможными разрушителями залежей, являются в большинстве случаев их **создателями**. В породах фундамента и более плотных нижних частях осадочного разреза разломы сопровождаются зонами дробления и, соответственно, **разуплотнения**. В несцементированных терригенных породах верхов разреза, наоборот, происходит **динамическое уплотнение**, резко снижается проницаемость разломов, они отмечаются узкими **положительными аномалиями силы тяжести**, которые усиливаются над залежами УВ вследствие вторичной карбонатизации. Яркие примеры - Главный Каратауский разлом в районе месторождений Арыскум и Майбулак, Арало-Кызылкумский разлом в акватории Аральского моря и Северном Приаралье.

4. При таком механизме выдавливания флюидов возможна дальняя миграция (десятки километров) как по горизонтали, так и по нисходящим участкам каналов миграции. Кстати, переход от восходящей части канала к нисходящей (антиклинальный перегиб продольного профиля) при большом сечении канала (например, эрозионный палеоврез) сам по себе является идеальной ловушкой УВ в связи с большой мощностью, высокими пористостью и проницаемостью аллювиальных песков.
5. После заполнения ловушки углеводородами сепарация УВ прекращается, продолжается их миграция сквозь ловушку и далее по каналу до следующих ловушек или до выхода в атмосферу.
6. Над залежами УВ происходит их **диффузия** на молекулярном уровне вверх до дневной поверхности, иногда с попутным образованием мелких вторичных залежей, в основном, газовых (легкие УВ). В результате реакции диффундирующих УВ с сульфат-ионами в подземных водах, образуются карбонат-ионы и вторичный сероводород (общепризнанная **«сульфат-редукция»**), которые, в свою очередь, осаждают из раствора ионы кальция и железа в виде нерастворимых кальцита и пирита. Из-за понижения минерализации подземных вод и закупорки кальцитом мелких пор повышается удельное сопротивление пород в зоне диффузии на 10-30%; рассеянная вторичная пиритизация вместе с понижением минерализации повышают их поляризуемость в 1.2 – 1.4 раза. Повышение сопротивления на 10-30% отмечалось как в Торгае при среднем фоне 10 ом.м, так и в Прикаспии при среднем фоне 1 ом.м. Такая выдержанная «относительность» аномалий сопротивления объясняется тем, что его фоновый уровень определяется минерализацией подземных вод, а относительное повышение – частичной запечаткой мелких пор вторичным кальцитом в зоне диффузии. Кажется парадоксальным установленное гравиметрией понижение плотности пород в зоне ореола диффузии при новообразовании кальцита и пирита. Для изучения этого явления нами проведено физико-химическое моделирование кальцитизации при реакции обмена хорошо растворимых солей (хлорида кальция и карбоната натрия) в водонасыщенном песке под грузом. В результате реакции получено

увеличение объема на 5%. Микроскопическим исследованием установлено выделение кальцита в электрохимически активных зонах контакта зерен минерального скелета, раздвигание зерен, увеличение пористости и объема. При дальнейшем ходе реакции с добавлением реагентов (не делалось) можно ожидать заполнение кальцитом крупных открытых пор и увеличение плотности породы. Интенсивность реакций и степень разуплотнения в естественных условиях максимальны в краевых частях ореола, где есть постоянный приток свежих ионов Ca, Fe, SO_4 извне. Узкая зона максимального разуплотнения окаймляется снаружи зоной уплотнения, образуемой, вероятно, под воздействием двух факторов: 1) динамическое уплотнение окружающих пород под давлением расширяющегося объема пород внутри ореола; 2) интенсивная кальцитизация с частичным заполнением крупных пор. Теоретическая плотностная модель ореола диффузии УВ представлена на рисунке.

7. Характерной особенностью слабых (десятые доли мГал) отрицательных аномалий силы тяжести, отмеченных над многочисленными месторождениями УВ различных нефтегазоносных провинций, являются **узкие зоны градиентов на их флангах**, с точностью порядка 15% соответствующие контурам залежей (так называемая «автолокализация» аномалий). Аномалии такой формы не могут быть вызваны ни залежами УВ, ни однородным разуплотнением пород в ореоле диффузии. Предложенная выше модель ореола диффузии полностью объясняет характерную форму аномалий.



Плотностная модель ореола диффузии

8. Важными следствиями расширения пород в зоне диффузии УВ являются.
   - Кольцевые зоны тектонических подвижек и обусловленных ими аномалий различных геохимических и геофизических параметров по

периферии залежей.

- Поднятие дневной поверхности, образование вторичных антиклиналей в верхах разреза независимо от типа залежей.
- Уменьшение скоростей упругих волн в зонах разуплотнения, что существенно искажает геометрию отражающих горизонтов вплоть до полной нивелировки малоамплитудных продуктивных структур или превращения их в малоамплитудные «синклинали». В частности, вероятно существенное искажение формы структуры Майбулак локальными зонами пониженных и повышенных скоростей над месторождением.

9. Опытно-методическими работами в Южном Торгае предварительно установлено, что диффузия углеводородов и, соответственно, аномалии ореольного типа меньшей интенсивности отмечаются также над путями миграции УВ-содержащих флюидов, что требует дополнительного изучения и проверки.
10. В магнитном поле ореолы диффузии УВ отмечаются слабыми отрицательными аномалиями и повышенной дисперсией поля.

2. Результаты опытно-методических, производственных поисково-оценочных работ и комплексной интерпретации

В Южно-Торгайской впадине в 1987-93гг. проведены комплексные опытно-методические работы (гравиметрия, электроразведка ВП, ЕП, ЗСБ, ЗС ЗИ, МТЗ) на известных месторождениях Кумколь, Арыскум, Майбулак, Кызылкия и пустой структуре Алтынсарын, а также производственные работы на некоторых участках с целью оценки перспективности структур, подготавливаемых к бурению. На всех изученных месторождениях получены аномалии «ореольного» типа, на пустой структуре аномалии отсутствуют. Из готовившихся к бурению структур была дана отрицательная оценка свода крупной структуры Теренсай, переданная в 1993г нефтеразведочной организации и блестяще подтвержденная пустой скважиной в 1995 году. Положительные рекомендации пока не проверены.

При анализе материалов сделан упор на комплексную интерпретацию потенциальных полей и данных сейсморазведки (с критическим пересмотром последних).

Основные результаты комплексной интерпретации сводятся к следующему.

1. Сместной переинтерпретацией сейсмовременных разрезов (СВР) и высокоточной гравиметрии прослежены две разветвленные системы палеоврезов с признаками дальней миграции по ним УВ из Арыскумской грабен-синклинали и Северо-Акшабулакской мульды. Протяженность

систем – около 100 км. К ветвям систем приурочены известные месторождения УВ и все вновь выявленные 10 перспективных аномалий.

2. Три аномалии совпадают с антиклинальными перегибами палеоврезов. Самая крупная из них по размерам и интенсивности сопоставима с кумкольской, седловидная форма объекта подтверждается СВР. Семь аномалий приурочены к зонам выклинивания коллекторов разного возраста, контактирующих с палеоврезами.

3. Над сводами антиклиналей перспективных аномалий не выявлено.

4. Электроразведкой МТЗ и ЗСБ выявлены наклонные хорошо проводящие объекты в палеозое, заслуживающие изучения как возможные каналы притока УВ-содержащих флюидов или хорошие коллекторы.

5. На одном из месторождений выполнена корректировка структурной карты с учетом локальных зон изменения средних скоростей по данным высокоточной гравиметрии. Морфология структуры существенно изменилась. Прогнозируется увеличение запасов в 4-5 раз.

ОБ ОДНОМ ПРИБЛИЖЕННОМ МЕТОДЕ ПРОДОЛЖЕНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

И.В. Бойков, В.И. Крючко

Пензенский Государственный Университет

Построен численный метод продолжения трехмерных потенциальных полей.

1. Введение

Задача аналитического продолжения является одной из наиболее важных задач теории плоского потенциального поля. Исследованию различных плоских полей методами аналитического продолжения посвящены многочисленные публикации, из которых в первую очередь укажем на работы [10,11,12]. Подробная библиография по методам аналитического продолжения в геофизике приведена в [6,8]. Широкое применение при решении задач аналитического продолжения получил аппарат одномерных интегралов типа Коши и сингулярных интегральных уравнений [7]. Численные методы продолжения потенциальных полей исследованы в [3].

Значительно менее исследованными являются задачи продолжения, и восстановления трехмерные потенциальных полей.

Один из основных методов исследования многомерных потенциальных полей основан на аппарате многомерных интегралов типа Коши [6]. Приближенные методы вычисления многомерных интегралов типа Коши начали исследоваться в [4]. Численные методы продолжения трехмерных потенциальных полей, начали исследоваться в [5], где предложен и обоснован сплайн-коллокационный метод. Недостатком этого метода является большой объем вычислений.

В данной статье предлагается более эффективный метод численного продолжения трехмерных потенциальных полей, в основу которого положена модификация метода локальных поправок.

2. Постановка задачи

Рассмотрим безвихревое векторное поле $\phi(z)$, удовлетворяющее уравнениям $\mathrm{div}\phi(r) = q(r),\ \mathrm{rot}\phi(r) = 0$, где $q(r)$ - объемная плотность источников поля, r - радиус-вектор в декартовой системе координат XYZ.

Пусть D - область, свободная от источников, а S - граница этой области. В дальнейшем будем считать, что S - кусочно-гладкая поверхность.

Справедлива [6] формула

$$-\frac{1}{4\pi}\iint_S \left[(n\bullet\phi(r))\mathrm{grad}\frac{1}{|r-r'|}+[n\times\phi(r)]\times\mathrm{grad}\frac{1}{|r-r'|}\right]ds = \begin{cases}\phi(r'), & r'\in D;\\ 0 & r'\in \overline{CD}.\end{cases} \qquad (2.1)$$

$$r=(x,y,z),\quad r'=(x',y',z'),\quad |r-r'|=\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+(z-z')^2}$$

Здесь дифференцирование и интегрирование ведется по переменной r, r' - фиксированная точка, $\overline{CD}$ - дополнение области $\bar{D}$ до R_3.

Ставится следующая задача. Пусть известно векторное поле $\phi(r)$ в области D, ограниченной кусочно-гладкой поверхностью S. Требуется: 1) продолжить векторное поле на область $D^*, D\subset D^*$; 2) локализовать источники поля.

3. Приближенный метод

Пусть $D\subset D^*$ и на границе S области D известна функция $\phi(r)$. Для простоты обозначений предположим, что S - сфера с центром в начале координат и радиусом R_0. Предположение, что в качестве S берется сфера не снижает общности рассуждений. Из приведенных далее рассуждений легко заметить, что аналогичные рассуждения справедливы для любых конечных кусочно-гладких поверхностей S. Предположим, что поле $\phi(r)$ потенциально в некоторой области D^* такой, что $S\subset D^*$. Возьмем сферу S_1, концентрическую (концентричность сферы S_1 предполагается только для простоты рассуждений) со сферой S, с радиусом $R_1 > R_0$. Требуется определить векторное поле на сфере S_1. При этом, естественно, предполагается, что в шаре, ограниченном сферой S_1, поле $\phi(r)$ - потенциально. Если поле $\phi(r)$ потенциально в области D^*, то для

его нахождения можно воспользоваться формулой (2.1). Обозначим через $\phi_{S_1}(r)$ значение поля $\phi(r)$ на сфере S_1. Тогда для $r' \in S$ справедливо уравнение

$$\iint\limits_{S_1} (n \bullet \phi_{S_1}(r))\operatorname{grad}\frac{1}{|r-r'|} + (n \times \phi_{S_1}(r)) \times \operatorname{grad}\frac{1}{|r-r'|}\,ds = \phi_S(r') \qquad (3.1)$$

где через $\phi_S(r')$ обозначено значение поля $\phi(r)$ в точке r' на сфере S. Уравнение (3.1) положено в основу нескольких вычислительных схем. Предварительно преобразуем уравнение (3.1) к более удобному виду. Перейдем в (3.1) к сферическим координатам $x = R_1 \sin\theta \cos\varphi$, $y = R_1 \sin\theta \sin\varphi$, $z = R_1 \cos\theta$, $0 \le \theta \le \pi$, $0 \le \varphi < 2\pi$. Ведем обозначения

$$\vec{n} = \{n_1(\theta,\phi), n_2(\theta,\phi), n_3(\theta,\phi)\} = \{\sin\theta\cos\varphi, \sin\theta\sin\varphi, \cos\theta\}$$

$$\operatorname{grad}|r-r'|^{-1} = \{g_1(\theta,\varphi,\theta',\varphi'), g_2(\theta,\varphi,\theta',\varphi'), g_3(\theta,\varphi,\theta',\varphi')\}$$

Проделав несложные, но громоздкие выкладки, получим, что уравнение (3.1) сводится к следующей системе, состоящей из трех интегральных уравнений

$$-\frac{R_1^2}{4\pi}\int_0^{\pi}\int_0^{2\pi} \{\phi_1(R_1,\theta,\varphi)[n_1(\theta,\varphi)g_1(\theta,\varphi,\theta',\varphi') +$$

$$+ n_2(\theta,\varphi)g_2(\theta,\varphi,\theta',\varphi') + n_3(\theta,\varphi)g_3(\theta,\varphi,\theta',\varphi')] +$$

$$+\phi_2(\theta,\varphi)[n_2(\theta,\varphi)g_1(\theta,\varphi,\theta',\varphi') - n_1(\theta,\varphi)g_2(\theta,\varphi,\theta',\varphi')] +$$

$$+\phi_3(R_1,\theta,\varphi)[n_3(\theta,\varphi)g_1(\theta,\varphi,\theta',\varphi') - n_1(\theta,\varphi)g_3(\theta,\varphi,\theta',\varphi')]\}\sin\theta\,d\theta\,d\varphi = \phi_1(R_0,\theta',\varphi'), \qquad (3.2)$$

$$-\frac{R_1^2}{4\pi}\int_0^{\pi}\int_0^{2\pi} \{\phi_1(R_1,\theta,\varphi)[n_1(\theta,\varphi)g_2(\theta,\varphi,\theta',\varphi') - n_2(\theta,\varphi)g_1(\theta,\varphi,\theta',\varphi')] +$$

$$+\phi_2(R_1,\theta,\varphi)[n_1(\theta,\varphi)g_1(\theta,\varphi,\theta',\varphi') + n_2(\theta,\varphi)g_2(\theta,\varphi,\theta',\varphi') + n_3(\theta,\varphi)g_3(\theta,\varphi,\theta',\varphi')] +$$

$$+\phi_3(R_1,\theta,\varphi)[n_3(\theta,\varphi)g_2(\theta,\varphi,\theta',\varphi') - n_2(\theta,\varphi)g_3(\theta,\varphi,\theta',\varphi')]\}\sin\theta\,d\theta\,d\varphi = \phi_2(R_0,\theta',\varphi'), \qquad (3.3)$$

$$-\frac{R_1^2}{4\pi}\int_0^{\pi}\int_0^{2\pi} \{\phi_1(R_1,\theta,\varphi)[n_1(\theta,\varphi)g_3(\theta,\varphi,\theta',\varphi') - n_3(\theta,\varphi)g_1(\theta,\varphi,\theta',\varphi')] +$$

$$+\phi_2(R_1,\theta,\varphi)[n_2(\theta,\varphi)g_3(\theta,\varphi,\theta',\varphi') - n_3(\theta,\varphi)g_2(\theta,\varphi,\theta',\varphi')] +$$

$$+\phi_3(R_1,\theta,\varphi)[n_1(\theta,\varphi)g_1(\theta,\varphi,\theta',\varphi') + n_2(\theta,\varphi)g_2(\theta,\varphi,\theta',\varphi') +$$

$$+ n_3(\theta,\varphi)g_3(\theta,\varphi,\theta',\varphi')]\}\sin\theta\,d\theta\,d\varphi = \phi_3(R_0,\theta',\varphi'), \qquad (3.4)$$

Введем прямоугольники $\Delta_{ij} = [\theta_{i-1},\theta_i;\varphi_{j-1},\varphi_j]$, $i = 1,\ldots,N$, $j = 1,\ldots,N$, $\theta_i = \pi i/N$, $\varphi_j = 2\pi j/N$. Систему уравнений (3.2)-(3.4) будем решать методом локальных поправок, одна из модификаций которого описана в [9]. В каждом прямоугольнике Δ_{ij} введем сетку узлов $(\theta_i^{\nu},\varphi_j^{w})$, определяемую формулами: $\theta_i^{\nu} = (\theta_{i+1}+\theta_i)/2 + (\theta_{i+1}-\theta_i)/2d_{\nu}$, $\varphi_i^{w} = (\varphi_{i+1}+\varphi_i)/2 + (\varphi_{i+1}-\varphi_i)/2d_w$ где $\nu = \overline{1,r}$, $w = \overline{1,r}$; d_k - нули полинома Чебышева первого рода: $d_k = -\cos\left(\frac{(2k-1)\pi}{2n}\right)$. Приближенное

решение будем искать в виде локальных сплайнов $S_1(\theta,\varphi)$, $S_2(\theta,\varphi)$, $S_3(\theta,\varphi)$, состоящих из интерполяционных полиномов ϕ_1^{ij}, ϕ_2^{ij}, ϕ_3^{ij}, определенных в квадрате Δ_{ij}, по формулам

$$\phi_k^{ij}(\theta,\varphi) = \sum_{v=1}^{r}\sum_{w=1}^{r} a_{k\,i,j}^{v,w}\psi_v^i(\theta)\psi_w^j(\varphi)$$

Здесь ψ_v^i – v-ый фундаментальный полином Лагранжа $r-1$ порядка по переменной θ, построенный в сегменте $\theta_{i-1} \le \theta \le \theta_i$; аналогичным образом определяются фундаментальный полином ψ_w^j, по переменной φ, построенный в сегменте $\varphi_{j-1} \le \varphi \le \varphi_j$, $(v = 1,2,\ldots,r,\quad w = 1,2,\ldots,r,\quad i = 1,2,\ldots,N,\quad j = 1,2,\ldots,N)$.

Значение $a_{k\,vw}^{ij}, k = 1,2,3$, определяются из системы алгебраических уравнений, полученного методом механических квадратур к системе уравнений (3.2)-(3.4)

$$\sum_{i,j=1}^{N}\sum_{v,w=1}^{r}\sum_{k=1}^{3} a_{k\,vw}^{ij}K_{lk}(\theta_i^v,\phi_j^w,\theta_{i'}^{v'},\phi_{j'}^{w'}) = \phi_{l'}(R_0,\theta_{i'}^{v'},\varphi_{j'}^{w'}), \qquad (3.5)$$

где $i' = \overline{1,N}, j' = \overline{1,N}, v' = \overline{1,r}, w' = \overline{1,r}, l' = \overline{1,3}.$

Построенную систему (3.5) будем решать итерационным методом локальных поправок. Опишем процесс последовательных приближений. Для применения метода обозначим через $X_l^n(\theta_i^v,\varphi_j^w) = a_{l\,vw}^{ij}$ n-ое приближение. Положим в качестве начального приближения вектор $X_{l'}^0(\theta_{i'}^{v'},\varphi_{j'}^{w'}) = \phi_{l'}(R_0,\theta_{i'}^{v'},\varphi_{j'}^{w'})$.

Пусть проведен n–ый шаг итерационного процесса и вычислен вектор X^n. Перейдем к выполнению $n+1$–ого шага итерационного процесса. Прежде всего, вычислим значение вектора

$$Y_{l'}^n(\theta_{i'}^{v'},\phi_{j'}^{w'}) = \sum_{i,j=1}^{N}\sum_{v,w=1}^{r}\sum_{k=1}^{3} X_l^n(\theta_i^v,\varphi_j^w)K_{l'k}(\theta_i^v,\phi_j^w,\theta_{i'}^{v'},\phi_{j'}^{w'}) - X_{l'}^n(\theta_{i'}^{v'},\varphi_{j'}^{w'})K_{l'l'}(\theta_{i'}^{v'},\phi_{j'}^{w'},\theta_{i'}^{v'},\phi_{j'}^{w'})$$

Находится максимальное значение величины рассогласования

$$\max_{i',j',v',w',l'}\left|\phi_{l'}(R_0,\theta_{i'}^{v'},\varphi_{j'}^{w'}) - Y_{l'}^n(\theta_{i'}^{v'},\phi_{j'}^{w'})\right| = \left|\nabla^n\right|$$

Пусть максимум реализуется при $i' = i_1, j' = j_1, v' = v_1, w' = w_1, l' = l_1, l' = l_1$ и пусть это единственное значение параметров, на которых он реализуется. Положим $X_{l'}^{n+1}(\theta_{i'}^{v'},\varphi_{j'}^{w'}) = X_{l'}^n(\theta_{i'}^{v'},\varphi_{j'}^{w'})$ при $i' \ne i_1, j' \ne j_1, v' \ne v_1, w' \ne w_1, l' \ne l_1$; тогда последовательные приближения определяются формулой:

$$X_{l_1}^{n+1}(\theta_{i_1}^{v_1}\varphi_{j_1}^{w_1})K(\theta_{i_1}^{v_1},\varphi_{j_1}^{w_1},\theta_{i_1}^{v_1},\varphi_{j_1}^{w_1}) = X_{l_1}^n(\theta_{i_1}^{v_1}\varphi_{j_1}^{w_1})K(\theta_{i_1}^{v_1},\varphi_{j_1}^{w_1},\theta_{i_1}^{v_1},\varphi_{j_1}^{w_1}) +$$

$$+\gamma\,(\phi_{l_1}(R_0,\theta_{i_1}^{v_1},\varphi_{j_1}^{w_1}) - Y_{l_1}^n(\theta_{i_1}^{v_1},\phi_{j_1}^{w_1})), \qquad (3.6)$$

где $0 \le \gamma \le 1$. Причина прекращения сходимости метода локальных невязок заключается в том, что на некотором шаге n появляются две невязки близкие по модулю, но разных знаков. В этом случае модифицируем метод локальных невязок следующим образом.

На $n+1$–ом шаге находится максимальное и минимальное значение величины рассогласования. Пусть максимум $\max_{i',j',v',w',l'}\left(\phi_{l'}(R_0,\theta_{i'}^{v'},\varphi_{j'}^{w'}) - Y_{l'}^{n}(\theta_{i'}^{v'},\varphi_{j'}^{w'})\right)$ реализуется при $i'=i_1, j'=j_1, v'=v_1, w'=w_1, l'=l_1$; минимум же $\min_{i',j',v',w',l'}\left(\phi_{l'}(R_0,\theta_{i'}^{v'},\varphi_{j'}^{w'}) - Y_{l'}^{n}(R_0,\theta_{i'}^{v'},\varphi_{j'}^{w'})\right)$ реализуется при $i'=i_2, j'=j_2, v'=v_2, w'=w_2, l'=l_2$.Воспользовавшись обозначением

$$Z_{l'}^{n}(\theta_{i'}^{v'},\phi_{j'}^{w'}) = \sum_{i,j=1}^{N}\sum_{v,w=1}^{r}\sum_{k=1}^{3} X_{l}^{n}(\theta_{i}^{v},\varphi_{j}^{w})K_{l'k}(\theta_{i}^{v},\phi_{j}^{w},\theta_{i'}^{v'},\phi_{j'}^{w'}) - X_{l_1}^{n}(\theta_{i_1}^{v_1},\varphi_{j_1}^{w_1})K_{l'l_1}(\theta_{i_1}^{v_1},\phi_{j_1}^{w_1},\theta_{i_1}^{v_1},\phi_{j_1}^{w_1}) -$$

$$- X_{l_2}^{n}(\theta_{i_2}^{v_2},\varphi_{j_2}^{w_2})K_{l'l_2}(\theta_{i_2}^{v_2},\phi_{j_2}^{w_2},\theta_{i_2}^{v_2},\phi_{j_2}^{w_2})$$

получаем систему, состоящую из двух уравнений с двумя неизвестными:

$$X_{l_1}^{n+1}(\theta_{i_1}^{v_1}\varphi_{j_1}^{w_1})K_{l_1l_1}(\theta_{i_1}^{v_1},\varphi_{j_1}^{w_1},\theta_{i_1}^{v_1},\varphi_{j_1}^{w_1}) + X_{l_2}^{n+1}(\theta_{i_2}^{v_2}\varphi_{j_2}^{w_2})K_{l_1l_2}(\theta_{i_1}^{v_1},\varphi_{j_1}^{w_1},\theta_{i_2}^{v_2},\varphi_{j_2}^{w_2}) =$$

$$(\phi_{l_1}(R_0,\theta_{i_1}^{v_1},\varphi_{j_1}^{w_1}) - Z_{l_1}^{n}(\theta_{i_1}^{v_1},\phi_{j_1}^{w_1})), \qquad (3.7)$$

$$X_{l_1}^{n+1}(\theta_{i_1}^{v_1}\varphi_{j_1}^{w_1})K_{l_2l_1}(\theta_{i_2}^{v_2},\varphi_{j_2}^{w_2},\theta_{i_1}^{v_1},\varphi_{j_1}^{w_1}) + X_{l_2}^{n+1}(\theta_{i_2}^{v_2}\varphi_{j_2}^{w_2})K_{l_2l_2}(\theta_{i_2}^{v_2},\varphi_{j_2}^{w_2},\theta_{i_2}^{v_2},\varphi_{j_2}^{w_2}) =$$

$$(\phi_{l_2}(R_0,\theta_{i_2}^{v_2},\varphi_{j_2}^{w_2}) - Z_{l_2}^{n}(\theta_{i_2}^{v_2},\phi_{j_2}^{w_2})), \qquad (3.8)$$

Определитель этой системы отличен от нуля, следовательно, система уравнений (3.7)-(3.8) разрешима и $X_{l_1}^{n+1}(\theta_{i_1}^{v_1},\varphi_{j_1}^{w_1})$ и $X_{l_2}^{n+1}(\theta_{i_2}^{v_2},\varphi_{j_2}^{w_2})$ определяются из данной системы.

К решению системы уравнений (3.5) можно привлечь и другие модификации метода локальных поправок описание и обоснование которых дано в [1], [2].

После того как методом локальных поправок вычислено с необходимой точностью потенциальное поле на сфере S_1 радиуса R_1 приступаем к следующему шагу алгоритма.

Введем систему узлов (r_i,θ_j,φ_k), $i,j,k=1,2,\ldots,N$, где $r_i=\frac{R_1}{N},\theta_j=\frac{\pi j}{N},\varphi=\frac{2k\pi}{N}$, воспользуемся функцией (2.1), и вычислим значение потенциального поля $\bar{\varphi}$ на сетке узлов. Каждому узлу поставим в соответствие $\bar{\varphi}(r_i,\theta_i,\varphi_i)$ и определим направление в котором последнее возрастает. В области наибольшего возрастания модуля векторного поля построим единичную сферу S_0^1, расположенную внутри сферы S_1, имеющую общую точку касания со сферой S_1 . Эту сферу считаем начальной в новом шаге алгоритма. По значениям поля на сфере S_0^1 вычисляется поле на сфере S_1^1, причем $(S_0^1 \subset S_1^1)$ и процесс продолжается до тех пор, пока значение модуля $\bar{\varphi}$ не достигнет некоторого заранее фиксированного значения M. После этого первый этап алгоритма заканчивается.

Второй этап заключается в построении эквипотенциальной поверхности $\varphi(r)=M$. Построением поверхности $\varphi(r)=M$ осуществляется локализация источников поля. Последовательно увеличивая константу M, получаем последовательность концентрических поверхностей, окружающих источник поля.

На каждом этапе итерационного процесса естественно проверять выполнение условий гармоничности векторного поля $\bar{\varphi}(r)$.

Замечания

1. В связи с большим объемом вычислений при построении эквипотенциальных поверхностей, естественно использовать ЭВМ с параллельной архитектурой.
2. В статье для простоты изучения метода локальных поправок продолжение потенциальных полей проводится переходом от сферы малого диаметра к концентрической сфере большего диаметра. На практике естественно вместо сфер использовать эллипсоиды, большая полуось которых совпадает с направлением наибольшего возрастания модуля векторного поля.

Список литературы

1. *Бойков И.В.* О применении метода локальных поправок к приближенному решению обратных задач гравиметрии // РАН. Физика Земли. 1998, №3, с. 86-90.
2. *Бойков И.В.* Метод локальных поправок в задачах аналитического продолжения // Геофизический журнал. 1995, Т.17, № 1, с 42-49.
3. *Бойков И.В., Блинкова Н.Ю.* Метод сингулярных интегральных уравнений в задачах аналитического продолжения // Геофизический журнал. 2000, Т.22, № 1., с. 3-15.
4. *Бойков И.В., Бойкова А.И.* Оптимальные методы представления потенциальных полей // Изв. РАН. Физика Земли, 2003, №4, с. 68-76.
5. *Бойков И.В., Крючко В.И.* Приближенные методы восстановления потенциальных полей // Саранск. Труды Средневолжского математического общества. 2005, Т.7, № 1. с. 163-168.
6. *Жданов М.С.* Аналоги интегралов типа Коши в теории геофизических полей. М: Наука, 1984, 328 с.
7. *Лаврентьев М.М., Романов В.Г., Шишатских С.П.* Некорректные задачи математической физики и анализа. М: Наука, 1980. 288 с.
8. Гравиразведка // Под редакцией *Е.А. Мудрецовой*, М. Наука, 1981. 397 с.
9. *Пруткин И.Л.* О приближенном решении трехмерных обратных задач гравиметрии и магнитометрии методом локальных поправок // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1983. - №1. с. 53-58.
10. *Старостенко В.И., Кислинская О.А.* Интеграл Шварца для полосы и его приложения в геофизике // Доклады Академии Наук Украины, 1993, №10, с. 126-129.
11. *Страхов В.Н.* К теории плоской обратной задачи магнитного потенциала при переменной намагниченности // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, №3, с. 44-58.
12. *Страхов В.Н.* Некоторые вопросы плоской задачи гравиметрии // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, №12, с. 32-44.

ОПТИМАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ РАЗДЕЛЕНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

И.В. Бойков, А.И. Бойкова, В.И. Крючко, А.В. Филиппов

Пензенский государственный университет

Предложен оптимальный по порядку по точности метод разделения потенциальных полей.

Пусть S - кусочно-гладкая поверхность, заданная в трехмерном пространстве E_3. Пусть на поверхности S задано потенциальное поле $\mathbf{F}(x,y,z)$. Ставится задача: разделить поле $\mathbf{F}(x,y,z)$ на внутреннюю $\mathbf{F}^i(x,y,z)$ и внешнюю $\mathbf{F}^e(x,y,z)$ составляющие.

Известно [1], что в обыкновенных точках поверхности S эта задача решается применением трехмерных интегралов типа Коши:

$$\mathbf{F}^i(r_0) = \frac{1}{2}\mathbf{F}(r_0) - \frac{1}{4\pi}\iint_S \left[(n \cdot \mathbf{F}(r))\operatorname{grad}\frac{1}{|r - r_0|} + [n \times \mathbf{F}(r)] \times \operatorname{grad}\frac{1}{|r - r_0|}\right] ds, \quad (1)$$

$$\mathbf{F}^e(r_0) = \frac{1}{2}\mathbf{F}(r_0) - \frac{1}{4\pi}\iint_S \left[(n \cdot \mathbf{F}(r))\operatorname{grad}\frac{1}{|r - r_0|} + [n \times \mathbf{F}(r)] \times \operatorname{grad}\frac{1}{|r - r_0|}\right] ds, \quad (2)$$

где n-единичная нормаль к поверхности S, r, r_0 - радиус-векторы, $r_0, r \in S$.

Так как вычисления интегралов (1), (2) в аналитическом виде возможно лишь в исключительных случаях, то возникает необходимость в разработке численных алгоритмов. Интегралы (1) и (2), как правило, вычисляются в предположении, что параметр r_0 пробегает некоторое многообразие S_0. Поэтому естественно рассматривать данную задачу, как задачу оптимального восстановления функций $\mathbf{F}^i(r)$ и $\mathbf{F}^e(r_0)$, где $r_0 \in S_0$, а $\mathbf{F}(r)$ принадлежит некоторому заранее фиксированному множеству вектор-функции $\mathbf{\Psi}$.

Таким образом, задача разделения потенциальных полей, как и более общая задача восстановления геофизических полей, разбивается на три части.

Вначале строятся оптимальные кубатурные формулы вычисления интегралов (1), (2) в предположении, что вектор-функция $\mathbf{F}$ принадлежит различным классам функций.

На втором этапе определяется гладкость вектор функций $\mathbf{F}^i(r_0)$ и $\mathbf{F}^e(r_0)$, в предположении, что радиус-вектор r_0 пробегает поверхность S. Предварительно, на этом же этапе интегралы (1), (2) преобразуются таким образом, чтобы вектор-функции $\mathbf{F}^i(r_0)$ и $\mathbf{F}^e(r_0)$ обладали более высокой степенью гладкости.

На третьем этапе строятся локальные сплайны, аппроксимирующие вектор функции $\mathbf{F}^i(r_0)$ и $\mathbf{F}^e(r_0)$ и являющиеся оптимальным методом восстановления вектор-функции из рассматриваемого множества.

Проиллюстрируем сказанное на примере интеграла

$$\overset{\circ}{f}(t_1,t_2) = \iint_{\Omega} \frac{f(\tau_1,\tau_2)(\tau_1 - t_1)\,d\tau_1 d\tau_2}{\left((\tau_1 - t_1)^2 + (\tau_2 - t_2)^2\right)^{3/2}}, \qquad \tau, t \in \Omega \tag{3}$$

где $\Omega = [0,1]^2$, $t = (t_1, t_2)$, $\tau = (\tau_1, \tau_1)$, $f(t_1,t_2) \in W^{S,S}(M)$.

Интегралы вида (3) возникают при разделении плоских потенциальных полей.

Определение оптимальных по точности алгоритмов вычисления слабосингулярных, сингулярных и гиперсингулярных интегралов даны в работах [2]-[3]. Определение классов функций $Q_{r,\gamma}(\Omega, M)$ и $B_{r,\gamma}(\Omega, M)$, используемых ниже, приведены в [4,5]. Напомним эти определения.

Определение 1. Пусть $\Omega = [-1,1]^l$, $l = 1, 2, \ldots$. Функция $\varphi(x_1 \ldots, x_l)$ принадлежит классу $Q_{r,\gamma}(\Omega, M)$, если выполнены условия

$$\max_{x \in \Omega} \left| \partial^{|v|} \varphi(x) / \partial x_1^{v_1} \cdots \partial x_l^{v_l} \right| \le M$$

при $0 \le |v| \le r$,

$$\left| \partial^{|v|} \varphi(x) / \partial x_1^{v_1} \cdots \partial x_l^{v_l} \right| \le M / (d(x, \tilde{A}))^{|v| - r - \zeta}$$

при $r < |v| \le s$,

где $s = r + [\gamma] + 1$, $\gamma = [\gamma] + \mu$, $0 < \mu < 1$, $\zeta = 1 - \mu$ при γ - нецелом, $s = r + \gamma$ при γ - целом, $d(x,r)$ - расстояние от точки x до границы области Ω, определяемое по формуле $d(x,r) = \min_i \left(\min\left(|-1 - x_i|, |1 - x_i| \right) \right)$

Определение 2. Пусть $\Omega = [-1,1]^l$, $l = 1, 2 \cdots$, $r = 1, 2, \ldots$, $0 \le \gamma < 1$. Функция $f(x_1, \ldots, x_l)$ принадлежит классу $B_{r,\gamma}(\Omega, M)$ если выполнены условия

$$\max_{x \in \Omega} \left| \partial^{|v|} \varphi(x_1, \ldots, x_l) / \partial x_1^{v_1} \cdots \partial x_l^{v_l} \right| \le M^{|v|} |v|^{|v|}$$

при $0 \le |v| \le r$,

$$\left| \partial^{|v|} \varphi(x_1, \ldots, x_l) / \partial x_1^{v_1} \cdots \partial x_l^{v_l} \right| \le M^{|v|} |v|^{|v|} / (d(x, \tilde{A}))^{|v| - r - 1 + \gamma}$$

при $r < |v| \le \Gamma$.

Для построения оптимального метода вычисления интеграла (3) покроем область Ω квадратами $\Delta_{kl} = [x_k, x_{k+1}; x_l, x_{l+1}]$, $k = 0,1,\ldots, N-1$, где $x_k = k/N$, $k = 0,1,\ldots, N$.

Обозначим через l_k, $k = 1,2,\ldots s$, нули полинома Лежандра степени s. Обозначим через l_k' образы узлов l_k, $k = 1,2,\ldots s$, при отображении сегмента $[-1, 1]$ на сегмент $[a, b]$. Через $P_S(\varphi, [a,b])$ обозначим полином, интерполирующий функцию $\varphi(t)$ на сегменте $[a,b]$ по узлам l_k', $k = 1,2,\ldots, s$.

Через $P_{S,S}(\varphi,[a,b;c,d])$ обозначим полином степени $s-1$ по каждой переменной t_1,t_2, интерполирующий функции $\varphi(t_1,t_2)$ по переменной t_1 по узлам l'_k, а по переменной t_2 по узлам l''_k, $k=1,2,...,s$. Здесь l''_k узлы, являющиеся образами узлов l_k, $k=1,2,...,s$, при отображении сегмента $[-1,1]$ на сегмент $[c,d]$.

Пусть $(t_1,t_2)\in\Delta_{ij}$, $i,j=0,1,...,N-1$. Интеграл (3) будем вычислять по формуле

$$\overset{\circ}{f}(t_1,t_2)=\sum_{k=0}^{N-1}\sum_{l=0}^{N-1}\iint_{\Omega}P_{SS}\left[\frac{T_{SS}\left(f_{SS}(\tau_1,\tau_2;\Delta_{kl}),\Delta_{kl},(t_1,t_2)\right)}{\left((\tau_1-t_1)^2+(\tau_2-t_2)^2\right)^{3/2}},\Delta_{kl}\right]d\tau_1 d\tau_2+R_{NN}(f) \quad (4)$$

где $f_{SS}(\tau_1,\tau_2;\Delta_{kl})\in P_{SS}(f,\Delta_{kl})$,

$T_{SS}\left(f_{SS}(\tau_1,\tau_2;\Delta_{kl}),\Delta_{kl},(t_1,t_2)\right)$ - отрезок ряда Тейлора по степеням $(\tau_1-t_1)^i$ $(\tau_2-t_2)^j$, $0\le i,j\le s$, $(\tau_1,\tau_2)\in\Delta_{kl}$, $(t_1,t_2)\in\Delta_{ij}$

Повторяя рассуждения, проведенные в [2,3], можно показать, что

$$R_{NN}\left[W^{SS}(M)\right]\le\frac{B\ln N}{N^S};$$

т.е. построенная кубатурная формула является оптимальной по порядку.

Приступая ко второму этапу преобразуем интеграл (3).

Введем функции

$$f_1(t_1,t_2)=\frac{1}{4}[f(-1,-1)(t_1-1)(t_2-1)-f(-1,1)(t_1-1)(t_2+1)-$$

$$-f(1,-1)(t_1+1)(t_2-1)+f(t_1,t_2)(t_1+1)(t_2+1)];$$

$$f_2(t_1,t_2)=f(t_1,t_2)-f_1(t_1,t_2);$$

$$f_3(t_1,t_2)=\frac{1}{2}[-f_2(t_1,-1)(t_2-1)+f_2(t_1,1)(t_2+1)-$$

$$-f_2(-1,t_2)(t_1-1)+f_2(1,t_2)(t_1+1)];$$

$$f_4(t_1,t_2)=f_2(t_1,t_2)-f_3(t_1,t_2)$$

Тогда интеграл $\overset{\circ}{f}(t_1,t_2)$ можно представить в виде

$$\overset{\circ}{f}(t_1,t_2) = \iint_{\Omega} \frac{f_1(\tau_1,\tau_2)(\tau_1 - t_1)\,d\tau_1 d\tau_2}{\left((\tau_1 - t_1)^2 + (\tau_2 - t_2)^2\right)^{3/2}} +$$

$$+ \iint_{\Omega} \frac{f_3(\tau_1,\tau_2)(\tau_1 - t_1)\,dxdy}{\left((\tau_1 - t_1)^2 + (\tau_2 - t_2)^2\right)^{3/2}} + \qquad (5)$$

$$+ \iint_{\Omega} \frac{f_4(\tau_1,\tau_2)(\tau_1 - t_1)\,dxdy}{\left((\tau_1 - t_1)^2 + (\tau_2 - t_2)^2\right)^{3/2}} =$$

$$= I_1 f_1 + I_2 f_3 + I_3 f_4.$$

Интеграл $I_1 f_1$ вычисляется аналитически. Интеграл $I_2 f_3$ легко сводится к одномерному интегралу, который может быть легко вычислен по оптимальным квадратурным формулам вычисления слабосингулярных интегралов [6]. Вычисление интеграла $I_3 f_4$ проводится по кубатурной формуле (4).

Исследуем гладкость функции $\overset{\circ}{f}_4(t_1,t_2) = I_3 f_4$ при условии, что $f(t_1,t_2) \in W^{r,r}(M)$. Тогда этому же классу (но с другой константой M) принадлежит и функция $f_4(t_1,t_2)$. Повторяя рассуждения, проведенные в [3] можно показать, что функция $f(t_1,t_2) \in Q_{1,\gamma}(\Omega, M)$, где $\gamma = s - 1$.

Обозначим через Δ_k множество точек $x = (x_1, \ldots, x_l)$ из Ω, расстояние от которых до границы Γ области Ω удовлетворяет неравенству $(k/N)^{\nu} \le \rho(x,\Gamma) \le ((k+1)/N)^{\nu}$, где $\nu = s/(s-\gamma)$. В каждой области Δ_k разместим кубы $\Delta^k_{i_1,\ldots,i_l}$, ребра которых равны $h_k = ((k+1)/N)^{\nu} - (k/N)^{\nu}$ и параллельны координатным осям. Общее число кубов, которые можно разместить в области Ω, равно

$$n \asymp \begin{cases} N^{\nu(l-1)} & \text{при } \nu > l/(l-1); \\ N^{l} & \text{при } \nu < l/(l-1); \\ N^{l} \ln N & \text{при } \nu = l/(l-1). \end{cases}$$

То обстоятельство, что в каждой области Δ_k может оказаться не более

$$2^l \left(\frac{N^{\nu} - k^{\nu}}{(k+1)^{\nu} - k^{\nu}} + 1 \right)^{l-1}$$

параллелепипедов, у которых длина по крайней мере одного ребра больше h_k, не влияет на общность рассуждений.

В каждом кубе функцию $\Delta^k_{i_1,i_2}$ $\tilde{f}(t_1,t_2)$ аппроксимируем интерполяционным полиномом

$$\tilde{f}_{s,s}(t_1,t_2,\Delta^k_{i_1,i_2}).$$

Полученный при этом сплайн обозначим через $\tilde{f}_N(t_1,t_2)$.

В монографии [4] показано, что сплайн $\tilde{f}_N(t_1,...,t_l)$ является оптимальным по порядку методом аппроксимации функций , принадлежащих множеству $Q_{r,\gamma}(\Omega, M)$.

Приступим теперь к построению оптимального метода представления потенциальных полей, представимых интегралом вида (3). Вначале представим интеграл (3) по формуле (5).

Затем определим узлы локального сплайна, являющегося наилучшим приближением к функциям из множества $Q_{1,\gamma}(\Omega, M)$. В этих узлах вычисляются значения интегралов $I_2 f_3$ и $I_3 f_4$, причем при вычислении интеграла $I_3 f_4$ используется кубатурная формула (4).

На третьем этапе строится локальный сплайн, аппроксимирующий функцию $\tilde{f}(t_1, t_2)$.

Замечание. В случае если радиус вектор r_0 пробегает многообразие G, не пересекающееся с S, то компоненты вектор-функций $\mathbf{F}^i(x,y,z)$ и $\mathbf{F}^e(x,y,z)$ принадлежат множеству $B_{r,\gamma}(\Omega, M)$. В этом случае справедливы все предыдущие рассуждения, за исключением того, что используются локальные сплайны [4], являющиеся наилучшим приближением функции из множества $B_{r,\gamma}(\Omega, M)$.

Список литературы

1. *Жданов М.С.* Аналоги интегралов типа Коши в теории геофизических полей. М: Наука, 1984, 328 с.
2. *Boikov I.V.* Numerical methods of computation of singular and hypersingular integrals // International Journal of Mathematics and Mathematical Sciences, 28(3), (2001), 127-179.
3. *Бойков И.В.* Приближенные методы вычисления сингулярных и гиперсингулярных интегралов. Часть первая. Сингулярные интегралы. - Пенза: Издательство Пензенского государственного университета. 2005. 360 с.
4. *Бойков И.В.* Пассивные и адаптивные алгоритмы приближенного вычисления сингулярных интегралов.// Часть 1. Пенза Изд-во Пенз ГТУ 1995. 214 с.
5. *Бойков И.В.* Аппроксимация некоторых классов функций локальными сплайнами // Журнал вычислительной математики и математической физики. 1998, Т 38, N 1, с. 25-33.
6. *Бойков И.В.* Оптимальные по точности алгоритмы приближенного вычисления сингулярных интегралов. // Изд-во Саратовского госуниверситета, Саратов, 1983, 210 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ БИТУМОВ

М.Я. Боровский

ЗАО НПО «РЕПЕР», г. Казань

К настоящему времени основным объектом разработки битумных месторождений являются песчаные коллекторы верхней песчаниковой (ашальчинской) пачки шешминского горизонта уфимского яруса. Детальные поисково-разведочные работы на битумные скопления в песчаниковой пачке показали (П.А.Шалин, 1984,1988; /1, 3/), что максимальные мощности ее (30-40 м) совпадают с приподнятыми участками структур, образуя своеобразные положительные формы рельефа ("раздувы" мощности песчаников), которые контролируют залежи битумов. Покрышкой природных резервуаров повсеместно служит пачка “лингуловых глин” нижнеказанского подъяруса, а подошвой – песчано-глинистая пачка шешминского горизонта. Песчаники верхней части уфимского яруса по своим структурным и текстурным особенностям представляют хорошие коллекторы. Они характеризуются довольно высокими значениями пористости (до 30 и более процентов) и проницаемости (0,015-0,150 мкм^2).

Глубины залегания скоплений битумов уфимского яруса в бассейне реки Шешмы, где песчаниковая пачка получила широкое распространение, варьируют от 0 до 200 м. Размеры песчаных тел составляют по длиной оси 4-5 км, реже 10-12 км, по короткой - 2-3 км. Большинство залежей уфимского яруса сводовые массивные и пластовые сводовые.

В основу методики поисково-разведочных работ на природные битумы положен структурный признак, ориентированный на современный структурный план уфимских отложений.

Исследования последних лет выявили (Ф.С.Гилязова, 1994; Р.М.Гисматулин и др. 1979, Р.Х.Муслимов, 1985;) что распределение битумов в пермской толще подчиняется тем же законам, что и распределение нефти в нижележащих горизонтах осадочного покрова. Залежи битумов представляют собой скопления с содержанием битумов от 1 до 20% к весу породы - (40-98% к объему пор) - с определенными границами, за которыми битумонасыщенность снижается до 1% и ниже.

Определены и некоторые особенности строения залежей битумов:

1) Содержание в поровом пространстве наряду с битумом и связанной водой, свободной воды, способной к перемещению;

2) Наличие в теле битумных залежей водоносных линз, пропластков и пластов, промытых от битума;

3) Неровная поверхность водобитумного контакта (ВБК)

4) Влияние уровня базиса эрозии на вертикальную зональность залежей природных битумов.

Возможности проведения геофизических наблюдений на природные битумы базируются на следующих предпосылках (З.М. Слепак, И.В. Успенский, 1982, 1984; З.М. Слепак, Р.К. Хабибуллов, 1984; П.В. Вишневский

и др., 1984; Р.К. Хабибуллов и др., 1985, 1988, 1989, 1990; Э.К.Швыдкин, 1996;/1-4/).

Физической основой применения гравиразведки является уменьшение (до 0,3-0,4 г/см^3) плотности пород коллекторов по отношению к вмещающим отложениям. Расчеты показывают, что при мощности песчаной линзы в 20-40 м и дефиците плотности в 0,3-0,4 г/см^3 гравитационный эффект может составить 0,3-0,6 мГал. Гравитационное влияние самих залежей мало, поскольку плотность битумов близка к плотности грунтовых вод. Аномальный эффект, обусловленный увеличенной мощностью продуктивных пластов, вероятно, может быть "усилен" за счет эпигенетических изменений пород покрывающих залежь, возникающих под воздействием углеводородов. Неблагоприятными факторами, затрудняющими интерпретацию материалов гравиразведки, служат зоны повышенной тектонической трещиноватости, карст и др.

Обоснованием для постановки магнитометрических исследований являются отличия магнитных свойств битумосодержащих ($\chi=10\cdot10^{-5}$ ед. СИ) и небитумоносных ($\chi=65\cdot10^{-5}$ ед. СИ) песчаников (количество образцов равно 90), а также вторичные изменения в породах, расположенных над залежью, происходящие под влиянием углеводородов. Оба фактора приводят к понижению магнитных свойств. Это позволяет ожидать на площадях распространения залежей битумов локальные минимумы магнитного поля (отрицательные аномалии амплитудой до 10-15 нТл). Понижение интенсивности магнитного поля над “раздувами” песчаников шешминского горизонта, помимо выше указанных причин, связанных с наличием углеводородов, вероятно, также может быть обусловлено латеральной изменчивостью магнитных свойств пород, слагающих структуру. Терригенные породы характеризуются (П.А.Шалин, 1984) уменьшениям содержания глинистых фракций в направлении к своду структуры и вследствие этого могут создавать эффекты до 10 нТл. Осложняющими факторами при интерпретации данных высокоточной магниторазведки являются зоны разломов (магнитные ступени, зоны интенсивных локальных максимумов) и наличие большого фона промышленных помех.

Благодаря низким значениям скорости распространения упругих колебаний в битуминозных породах возможно выявление месторождений природных битумов сейсмическим методом (МПВ). По данным "ВНИИгеолнеруд" в мелкозернистых известковых песчаниках Северо-Кармалинского и Подлесного месторождений битумов скорость упругих волн изменяется в пределах 2690-5690 м/с; в среднем 4000 м/с (по 91 образцу). В тех же песчаниках, но насыщенных битумом величина геофизического параметра колеблется от 1770 до 4280 м/с, в среднем составляет 3000 м/с (по 9 образцам). По мере увеличения содержания битумов в породе, скорость уменьшается: при изменении битумонасыщенности мелкозернистых известковых песчаников от 0 до 8% скорость упругих волн варьирует от 4950 до 2000 м/с; по материалам полевых наблюдений (месторождение Садки) получена скорость упругих волн

по асфальтовой жиле 90-500 м/с, в зонах дробления пород 750-800 м/с, во вмещающих породах - 1200-2000 м/с.

Предпосылками для применения электроразведки являются:

1). Аномально высокие сопротивления (несколько сотен омметров) битума по сравнению с сопротивлением вмещающих пород. Обобщение лабораторных определений величин электрического сопротивления образцов пород, выполненное "ВНИИгеолнеруд", показало, что электрическое сопротивление продуктивных песчаников составляет 1200-1500 Ом·м. Оно сопоставимо с сопротивлением карбонатно-сульфатных образований и сухих песков и в несколько раз выше, чем в других терригенных породах (значение сопротивления песчаников порядка 500-700 Ом.м, песчано-глинистых отложений до 100-200 Ом·м). По мере повышения концентрации битумов в продуктивном пласте, величина сопротивления возрастает. При увеличении содержания битумов в породе от 0,7 до 8% удельное электрическое сопротивление возрастает с 1000 до 6500 Ом·м.

2). Горные породы, перекрывающие залежь существенно изменяют свои электрические свойства в процессе миграции УВ из залежи.

Битумы содержатся в высокоомных песчаниках, вследствие чего возникают трудности при непосредственном выделении их по распределению электрического сопротивления.

Основные разведанные залежи пермских природных битумов связаны с терригенными коллекторами, представленными песками, песчаниками и алевролитами с модальными значениями открытой пористости 25-35%. Минеральный состав и строение терригенных коллекторов могут изменяться в известных пределах в зависимости от тектонической приуроченности ловушек и стратиграфической принадлежности пород, но для большинства месторождений эти характеристики достаточно близки.

Месторождения природных битумов характеризуются /3/ повышенным содержанием пирита, образовавшегося благодаря сложным взаимодействиям с вмещающими породами. Осадочные породы часто значительно обогащены окислами и гидроокислами железа. Под влиянием сероводорода в присутствии углеводородов окисное железо переходит в закисное. В результате его восстановления с сероводородом выпадает пирит в кровельной части плата-коллектора и выше по разрезу во вмещающих породах. Для битумных месторождений Татарстана максимальное содержание пирита может достигать 5-10% и более.

По данным лабораторных исследований образцов пермского возраста юго-востока РТ повышенными значениями поляризуемости характеризуются (Р.К.Хабибуллов и др. 1990, /1/) песчаники казанского (от 2.6 до 4.5%) и особенно, уфимского ярусов (от 5.5% в подошве до 10.8% в кровле песчаниковой пачки). “Фоновыми” значениями поляризуемости не более 1% отмечаются глины, алевролиты, карбонатные и другие породы.

А.М. Яхиным (1990, 1994) установлено влияние поляризационных процессов (ВПИ) на результаты электроразведки зондированием становления поля (ЗСБ3). Выявлено и экспериментально подтверждено, что влияние ВПИ

усиливается с уменьшением размеров совмещенной установки и ослабевает с их увеличением. Эта закономерность позволяет проведением зондирований совмещенными установками разных размеров выделить поляризационные и индукционные части наблюденного электромагнитного поля. Благоприятным условием для осуществления электроразведки методом ЗСБЗ на месторождениях уфимского битуминозного комплекса является наличие низкоомных (15-20 Ом·м) “лингуловых глин" нижнеказанского подъяруса, облекающих “раздувы” песчаников шешминского горизонта.

Мешающими факторами при геологическом истолковании данных электроразведки служат:

1) плавное уменьшение битумонасыщенности от сводовой части поднятия к периферийным и от кровли к подошве;

2) обводненность некоторых участков продуктивной толщи;

3) литологическая неоднородность вышезалегающих отложений, слагающих структурную форму верхнепермского возраста.

По аналогии /4/ с распределением гамма-поля над нефтегазовыми месторождениями можно ожидать понижение интенсивности гамма излучения над залежами природных битумов. Причинами, снижающими интенсивность гамма-спектрометрических измерений, будет малая (не более 1 м) глубинность исследований и влияние литологии поверхностных отложений.

Для геотермических аномалий, согласно С.Г.Думанскому /4/ над скоплениями углеводородов на глубине нейтрального слоя (слоя постоянной годовой температуры в 20-30 м от поверхности Земли) существуют температурные аномалии интенсивностью до 0,8-1^{0}С, что вполне достаточно для их обнаружения применяемой теплоизмерительной аппаратурой (точность измерения температур колеблется в пределах ±0,02-0,03^{0}С). По мнению указанного автора на распределение температур на глубине 20-30 м не влияют ни гидрогеологический, ни литологический, ни тектонический факторы. Однако ряд исследователей подчеркивает отсутствие достаточно разработанной методики определения этого "вклада" в температурную аномалию, которая вносится как за счет структурного фактора, так и нефтегазоносности. Интересными представляются воззрения о возможности определения продуктивных и непродуктивных структур по результатам температурных измерений, в приповерхностных отложениях, залегающих выше нейтрального слоя. Аномальный эффект в этом случае создается не только в результате экзотермических процессов в залежах и тепломассопереноса от залежей, но и биохимическими процессами ассимиляции углеводородов, мигрирующих в приповерхностные отложения. Данные процессы могут создать дополнительный эффект за счет тепла, выделяемого в процессе жизнедеятельности организмов, окисляющих углеводород в условиях избыточного содержания кислорода. Величина температурных аномалий при этом достигает несколько градусов на глубине 1-10 м от поверхности и 0,3-1,5^{0}С - на поверхности Земли. Температурные аномалии площадного характера на глубине 1,5-2 м и аномалии тепловых полей кольцеобразного типа

установлены на перспективных площадях Днепрово-Донецкой впадины. Отмечается /4/, температурные аномалии сопровождаются газогеохимическими и биогеохимическими.

С.С. Эллерн (1984), рассматривая условия образования природных битумов в пермских отложениях Республики Татарстан, большое значение придавал биогеохимическим процессам, происходящим в зоне окисления. По его мнению, наличие бурных газопроявлений, фиксируемых структурным и специальным бурением на битумы, обязано метанообразующим бактериям, способствующим интенсивному распаду нефти и возникновению метановых газов. Развитие микробактериальных процессов стало возможным благодаря проявлению дренажной системы древних (доакчагыльских) долин, благоприятствующей созданию зоны свободного водообмена.

По И.А. Акишеву и Ф.С. Гилязовой (1985) одним из факторов образования битумных залежей Татарстана также является бактериальное разрушение. Данные авторы считают, что формирование современного рельефа, вскрывшего пермские отложения на различную глубину, привело к постоянной зараженности вод микроорганизмами.

На различных уровнях горизонтального среза (глубина нейтрального слоя и приповерхностные отложения), по аналогии с распределением теплового слоя над нефтегазовыми месторождениями , можно ожидать возрастания температуры над залежами природных битумов.

Учитывая, что формирование залежей нефти и битумов в пермских отложениях Татарстана и, возможно, на остальной части Волго-Уральской области происходило стадийно и один из последних этапов нужно связывать (И.М.Акишев, Ф.С.Гилязова, 1985) с раннечетвертичным временем и в какой-то степени с образованием современного рельефа, то целесообразно проведение опытно-методических работ по инструментальному дешифрированию дистанционных (аэрокосмических) съемок.

Таким образом, физико-геологическими предпосылками поисков скоплений битумов в уфимском ярусе являются :

1) Особенности строения природных резервуаров, заключающиеся в приуроченности месторождений полезных ископаемых к достаточно высокоамплитудным (до 40 м и более) ловушкам.

2) Дифференциация физических параметров битумонасыщенных пластов и небитумоносных вмещающих отложений.

3) Вторичные изменения физических свойств, обусловленных воздействием углеводородов, в породах покрывающих залежь.

На основе данных физико-геологических предпосылок и результатов экспериментальных исследований разработана /1-3/ геофизическая технология прогноза, поисков и разведки месторождений природных битумов пластового типа.

Литература

1. *Боровский М.Я.* Геофизическая технология прогноза, поисков и разведки месторождений природных битумов: Дисс… канд.геол-мин.наук.- Казань, 2001- 209 с.
2. *Боровский М.Я*. Разведочная геофизика на этапах освоения битумоперспективных территорий и объектов // Нефтяное хозяйство. – 2005- С.166-168.
3. *Успенский Б.В.* Научно-методические основы поиска, разведки и освоения природных битумов: Автореф…дисс… докт.геол-мин.наук. Казань, 2005.-41с.
4. Физико-химические основы прямых поисков залежей нефти и газа. /*Под ред. Е.В.Каруса.* - М.:Недра, 1986.-336с.

ВЕКТОРНОЕ СКАНИРОВАНИЕ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ПОПИГАЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ

С.Г.Бычков[1], А.С.Долгаль[1], П.В.Кирплюк[2], Ф.Д. Лазарев[2], В.М.Новоселицкий[1], Г.В.Простолупов[1]

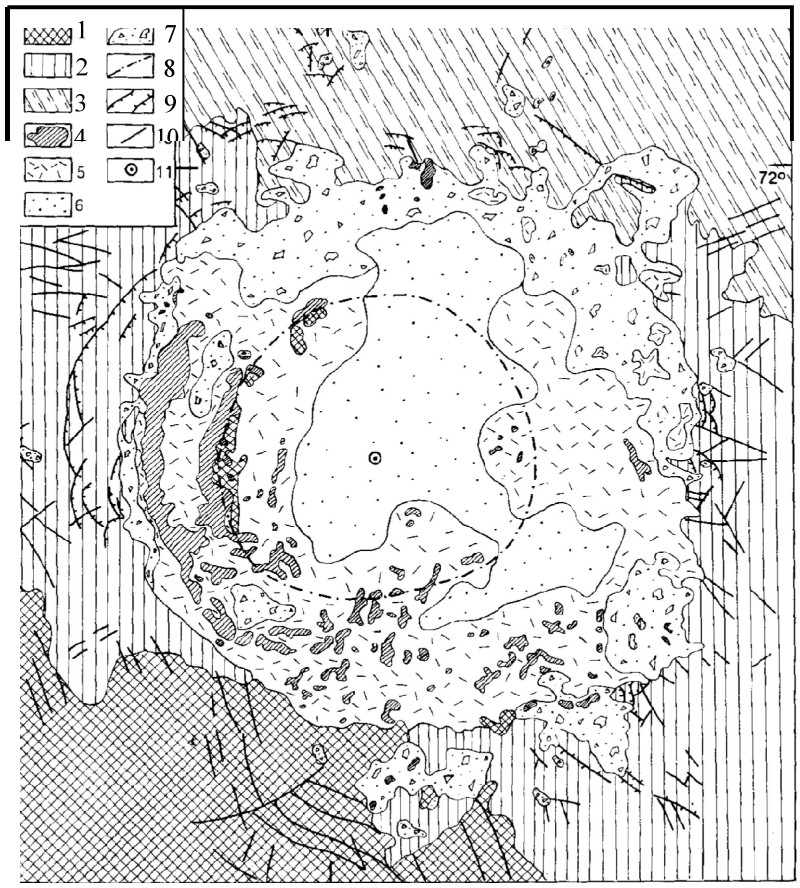
[1]Горный институт УрО РАН, г.Пермь, [2]Норильский филиал ВСЕГЕИ, г.Норильск

Попигайская астроблема находится на Сибирской платформе, в пределах северо-восточной окраины Анабарского щита и имеет диаметр около 100 км. Астроблема образовалась в конце эоцена в результате падения крупного космического тела.

Район имеет двухярусное строение: докембрийский кристаллический фундамент перекрывается платформенным чехлом верхнепротерозойско-мезозойского возраста, представленным преимущественно карбонатными и терригенными породами, прорванными раннемезозойскими интрузиями основного состава. Внутри самого кратера широко развиты коптогенные образования – импактные брекчии и импактиты. Коптогенные образования образуют сложнопостроенную систему субгоризонтальных линзовидных тел и обычно залегают на частично раздробленных образованиях фундамента и осадочного чехла. Их мощность в центральной части структуры составляет около 2 км. Достаточно широко развиты рыхлые плиоцен-четвертичные и четвертичные отложения (рис. 1).

Попигайская астроблема представляет собой сложную зонально-кольцевую структуру , включающую в себя центральное поднятие (диаметр 10-15 км), внутренний кольцевой желоб (диаметр 20-25 км), кольцевое поднятие (диаметр около 45 км), внешний кольцевой желоб (диаметр 55-60 км), внешнюю пологую воронку [1]. Все эти элементы структуры находят достаточно отчетливое отражение в наблюденном гравитационном поле исследуемой территории (рис. 2). В первую очередь это обусловлено значительной отрицательной аномальной плотностью брекчий и импактитов по отношению к породам мишени, достигающей 0.3-0.5 г/см^3 по модулю.

В результате ударных преобразований и плавления горных пород внутри астроблемы образовались поликристаллические алмазы, являющиеся продуктами преобразования графита, содержащегося в материнских гнейсах и плагиогнейсах. Основными алмазоносными породами являются тагамиты и зювиты, распределение алмазов по территории характеризуется как концентрически-зональной, так и азимутальной неоднородностью, с превышением содержаний над фоновыми в пределах локальных участков в 2-7 раз и более [1].



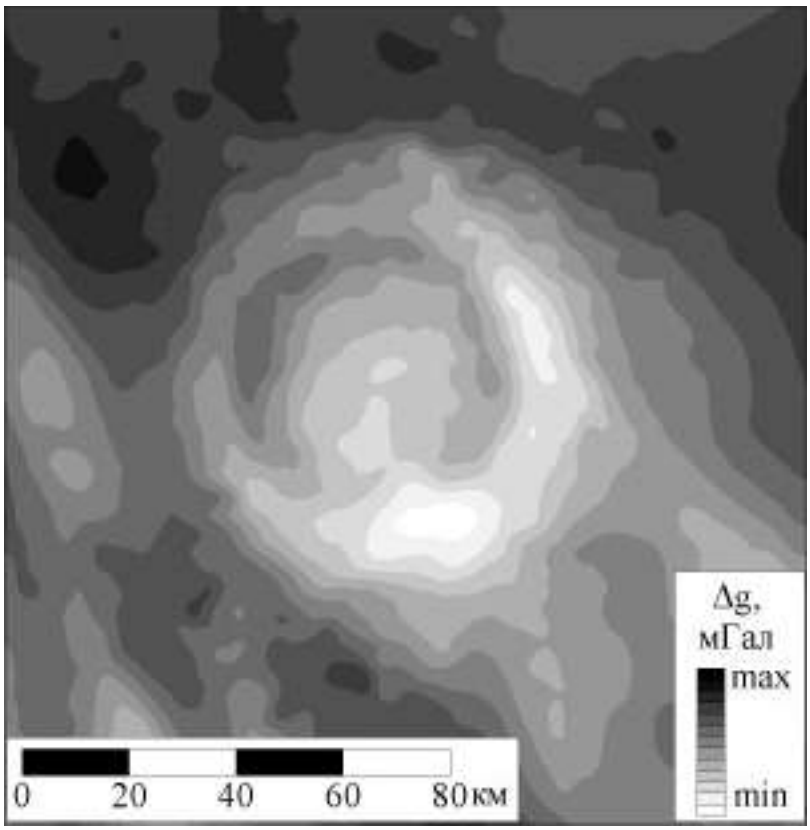


Рис.2. Гравитационное поле Попигайской астроблемы

Гравитационное поле площади более 1000 кв. км, включающей в себя Попигайскую астроблему, интерпретировалось с использованием метода векторного сканирования, реализованного в компьютерной технологии «ВЕКТОР». Основы метода заложены в начале 80-х годов прошлого столетия [2] при доказательстве устойчивости вычисления горизонтальных векторов в треугольном полигоне и возможности их усреднения в скользящем окне различных размеров с учетом направления вектора градиента поля.

Осреднение градиентов в скользящих окнах с учетом направления вектора позволяет разделить поле на локальную и региональную составляющие, последующее интегрирование которых дает восстановленное поле.

Эффект подавления поля глубинных источников при векторном сканировании объясняется различным характером убывания по мере удаления от источников самого поля и его градиента. Поскольку градиент убывает значительно быстрее, а осреднение в скользящем окне производится с учетом направления вектора градиента, то при интегрировании на большой площади (при больших коэффициентах трансформации k_i) приповерхностные источники подавляются значительно сильнее, чем при обычном осреднении поля. Восстановление поля от полупространств, расположенных ниже эффективных глубин h_1 и h_2, позволяет выделить гравитационный эффект от источников, локализованных в горизонтальном слое между этими глубинами. Глубина кровли и подошвы слоя (а значит толщина слоя) определяются двумя

коэффициентами трансформации k_1 и k_2. В результате могут быть построены соответствующие разностные карты.

Принципиально новый способ представления результатов наземной гравиметрической и магнитной съемок - трехмерные диаграммы поля. Они могут быть построены как на базе карт модулей градиентов и карт восстановленного из градиентов поля Δg – трехмерные интегральные диаграммы гравитационного поля, так и на базе карт разностей модулей градиентов и карт разностей восстановленного поля – трехмерные разностные диаграммы гравитационного поля. Последние можно считать диаграммами распределения квазиплотности (квазинамагниченности) в изучаемом объеме геологической среды. Анализ 3D диаграмм полей и набора их произвольных горизонтальных и вертикальных срезов позволяет локализовать в пространстве источники аномалий. Трехмерные разностные диаграммы, наряду с картами разностного поля, являются основным материалом для изучения глубинного геологического строения территорий.

В результате векторной интерпретации гравитационного поля Попигайской астроблемы получена объемная картина распределения полусферических зон, отвечающих основным морфоструктурным элементам астроблемы (рис.3). Сам характер зональности, отражает, в первую очередь, поведение затухающей ударной волны и вторичные процессы перемещения и аккумуляции вещества преобразованных горных пород мишени.

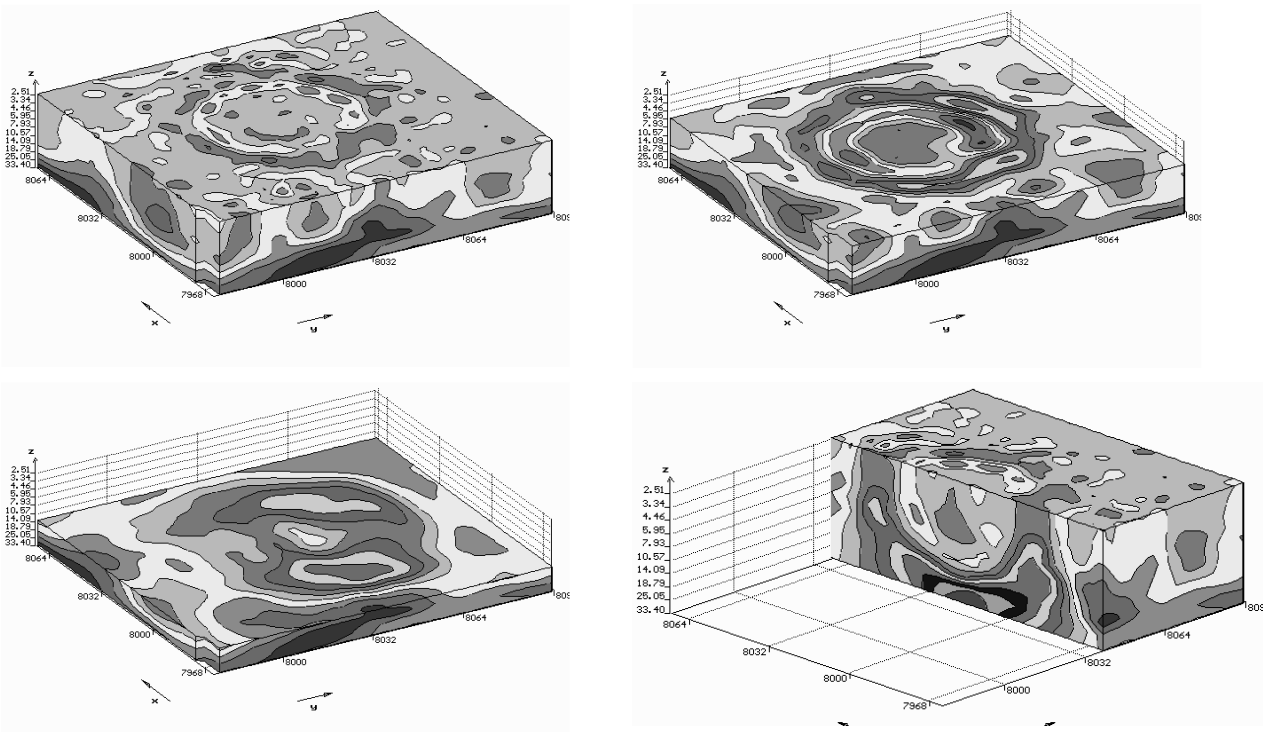


Рис. 3. Горизонтальные и вертикальные срезы гравитационного поля Попигайской астроблемы

Простанственное распределение квазиплотностных неоднородностей, отраженное на 3D-диаграммах и горизонтальных срезах, подтверждает ранее сделанный В.Л. Масайтисом и др. вывод о косом направлении удара космического тела, траектория которого имела юго-западное направление (азимут 220±10°) [1].

Кроме того, на различных глубинах от дневной поверхности в пределах различных морфоструктурных зон прослеживаются внутренние неоднородности, предположительно связанные с изменением литологического состава горных пород.

В целом отмечается корреляция локальных гравитационных аномалий отрицательного знака с областями, где импактные брекчии и импактиты имеют максимальную мощность. Эти аномалии тяготеют к желобообразным кольцевым зонам и отдельным радиальным желобам.

Положительные локальные гравитационные аномалии отмечаются, преимущественно, над участками, где кристаллические породы истинного дна находятся на сравнительно небольших глубинах от дневной поверхности.

При дальнейших исследованиях Попигайской астроблемы представляется целесообразным выполнение высокоточной гравиметрической съемки масштаба 1:50 000, с последующей интерпретацией материалов методом векторного сканирования. Эти материалы могут быть использованы для решения геологических задач не только геокартировочного, но и прогнозно-поискового характера.

Литература

1. Алмазоносные импакты Попигайской астроблемы / *В.Л.Масайтис, А.И.Райхлин и др.* СПб.: ВСЕГЕИ, 1998, 179 с.
2. *Бычков С.Г., Новоселицкий В.М., Простолупов Г.В., Щербинина Г.П.* Объемная интерпретация геопотенциальных полей в системе «VECTOR» / Минеральные ресурсы Таймырского автономного округа и перспективы их освоения. Материалы научно-практической конференции, С.Петербург, ВСЕГЕИ, 2004, с. 29-32
3. *Новоселицкий В.М., Маргулис А.С., Чадаев М.С.* Использование гравиметрической градиентной съемки для локализации плотностных неоднородностей / Геофизические работы при региональных и геологосъемочных исследованиях на Урале. Свердловск, 1989. С 33-35.
4. *Новоселицкий В.М., Простолупов Г.В.* Векторная обработка гравиметрических наблюдений с целью обнаружения и локализации источников аномалий // Геофизика и математика. М.: ИОФЗ РАН, 1999. С.104-107.

К ВОПРОСУ О ВЫЧИСЛЕНИИ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В РЕДУКЦИИ БУГЕ

С.Г. Бычков

Горный институт УрО РАН, г. Пермь

В настоящее время также произошли принципиальные изменения в аппаратурном оснащении гравиметрических исследований [6, 7]. Геофизические организации приобретают высокоточные гравиметры, со смещением нуль-пункта несколько микрогал в день и автоматической записью результатов. Топографо-геодезическое обеспечение гравиметрических работ осуществляется с применением систем спутниковой навигации, электронных тахеометров и другого оборудования, позволяющего определить плановое и высотное положение гравиметрических пунктов с погрешностью несколько миллиметров.

В соответствие с аппаратурными возможностями резко возросла точность и производительность работ. Так, например, Горный институт УрО РАН с 2000 года проводит полевые гравиметрические работы с гравиметрами Autograv CG-3M и CG-5 [2]. За период до 2006 года выполнено более 15 000 км^2 гравиметрической съемки как по региональным профилям, так и площадных работ масштабов от 1:10 000 до 1:50 000 в различных регионах России, отличающихся орогидрографическими и климатическими условиями. В процессе работ созданы и опробованы методики полевых наблюдений с использованием высокоточных автоматизированных гравиметров, а также при совместном их применении с отечественными гравиметрами ГНУ-КВ.

Повышение точности полевых работ требует пересмотра методов камеральной обработки материалов. В частности, необходимо более точное, чем это закреплено в «Инструкции по гравиразведке» [4], введение различных редукций в наблюденные аномалии силы тяжести. Несмотря на длительную историю исследований в этой области, вопросы вычисления данных поправок до конца не решены [2, 8].

Напомним основную формулу вычисления аномалий силы тяжести в редукции Буге [3]:

$$\Delta g_Б = g_{набл} - \gamma_0 + \delta g_{св.в} - \delta g_{пр.сл} + \delta g_{рф}, \qquad (1)$$

где $g_{набл}$ – наблюденное значение силы тяжести в гравиметрическом пункте на высоте H; γ_0 – нормальное значение силы тяжести, вычисляемое по формуле Гельмерта (1901-1909 гг.); $\delta g_{св.в}$ – поправка в свободном воздухе (Фая); $\delta g_{пр.сл}$ – поправка за промежуточный слой; $\delta g_{рф}$ – поправка за влияние окружающего рельефа.

Все слагаемые формулы (1) получены при различных условиях и ограничениях и вносят определенные погрешности в аномалии силы тяжести.

Система высот. Высоты гравиметрических пунктов определяются в Балтийской системе высот, т.е. как превышение относительно поверхности квазигеоида, в то время как нормальное поле определяется на референц-эллипсоиде. Поскольку точки с измеренными и нормальными значениями относятся к разным поверхностям, то вычисленные аномалии называются смешанными. Если в ранних работах [1 и др.] это положение отмечалось, то в

настоящее время [3, 4 и др.] различием систем высот пренебрегают. Исторически это связано с отсутствием детальных карт аномалий высот геоида на территорию суши, а методологически обосновывается представлением, что аномалии геоида имеют длиннопериодный характер, создающие фоновый эффект, легко устраняемый при интерпретации аномалий. Однако, как показали исследования [5, 8], пренебрежение указанными особенностями системы высот может вносить существенные ошибки в аномалии силы тяжести.

В настоящее время благодаря специальным спутниковым наблюдениям и обобщению наземных, морских и аэрогравиметрических съемок аномалии геоида определены с достаточно высокой точностью. Кроме того, применение систем GPS позволяет определять высоты пунктов наблюдений в геодезической системе высот, т.е. относительно референц-эллипсоида. На рис.1. представлены разности аномалий в свободном воздухе, вычисленные с высотами относительно геоида и эллипсоида, для одной из площадей гравиметрической съемки, выполненной на востоке Пермской области. Среднеквадратическая погрешность определения наблюденных значений силы тяжести на данной площади составила ±0.033 мГал; высот – ±0.07 м. Как видно из рисунка, в целом ошибки вычисления аномалий могут быть исключены при интерпретации вместе с региональным фоном, однако явно видна нелинейсть разности: отмечается сгущение изолиний к северо-западу площади. Остаточная аномалия после снятия линейного фона в пределах площади исследований может достигать 0.05-0.06 мГал, т.е. почти в два раза превышать точность съемки.

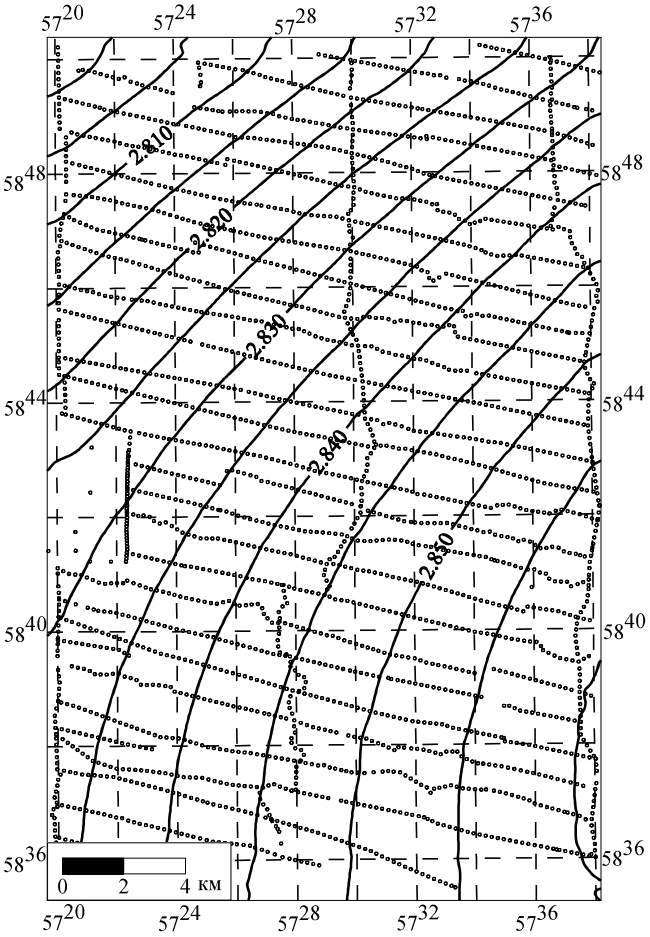


Рис. 1. Разность поправок в свободном воздухе, вычисленных с высотами относительно геоида и эллипсоида (точками на рисунке показаны пункты гравиметрических наблюдений)

Вертикальный градиент силы тяжести. Как известно, формула поправки за высоту пункта наблюдения (поправки в свободном воздухе или поправки Фая) имеет вид:

$$\delta g_{св.в.} = 0.308769\ (1 + 0.0004398\cos^2 B)\ H + 7.2125\ 10^{-8}\ H^2, \qquad (2)$$

где B - широта пункта и H – высота. Предполагая, что Земля является шаром с радиусом 6371 км и значением нормального поля 980 Гал используется упрощенная формула [3, 4]

$$\delta g_{св.в.} = 0.3086H. \qquad (3)$$

Как показывают расчеты, для широт, на которых расположена Пермская область, пренебрежение эллипсоидальностью Земли приводит к перекосу поля на 0.4 - 0.5 мГал. Разумеется, при крупномасштабных гравиметрических работах ошибка использования формулы (3) значительно меньше. На рис. 2 представлена разность поправок в свободном воздухе для той же площади, что и на рис. 1. Разности поправок по модулю достигают 0.02-0.04 мГал, что соизмеримо с погрешностями определения наблюденных значений силы тяжести.

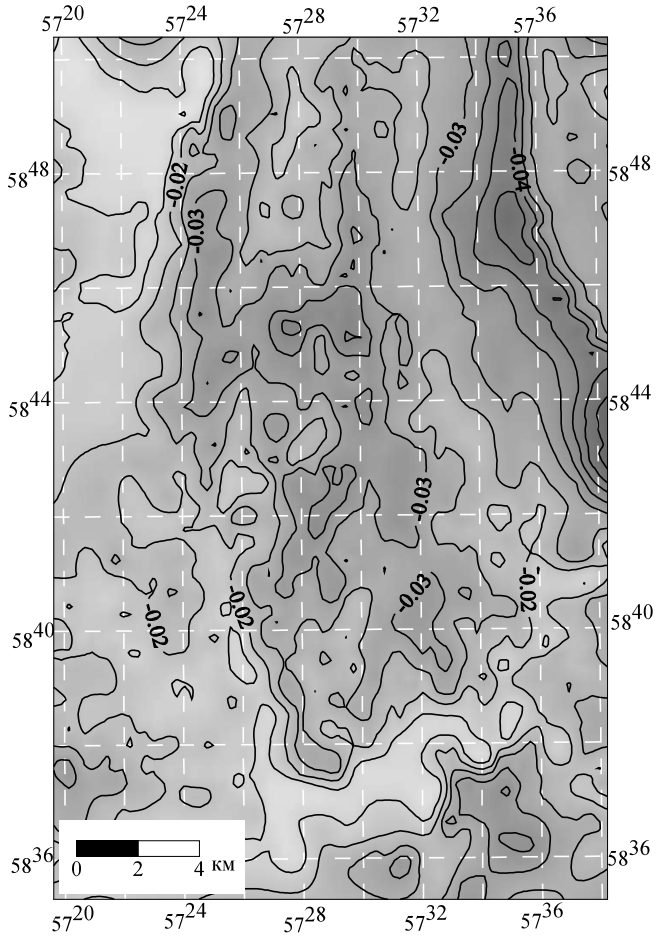


Рис. 2. Разность поправок в свободном воздухе, вычисленных по формулам (2) и (3)

Здесь так же, как и в случае с системой высот, следует отметить, что в ранних работах [1 и др.] приводится формула (2) и указываются условия, при которых она сводится к формуле (3), то в настоящее время [3, 4 и др.] приводится только формула (3).

Не вызывает сомнений, что возможности гравиразведки на современном этапе вступают в противоречие с существующими инструктивными требованиями к ее проведению. В настоящее время нет никаких причин для применения упрощенных формул при вычислении поправок и редукций в гравиметрические наблюдения. Действующая «Инструкция по гравиразведке» выпущена в 1980 году. Она ни в коей мере не отражает реалии современной съемки и сдерживает повышение геологической эффективности гравиметрических исследований, которое невозможно на основе прежних методик наблюдений, технологий обработки и интерпретации.

Литература

1. *Андреев Б.А., Клушин И.Г.* Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Ленинград, Гостоптехиздат, 1962. 495 с.
2. *Бычков С.Г.* Основные направления совершенствования теории и практики гравиметрических исследований в Пермском Прикамье / Материалы междунар.

семинара «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей», Пермь, Горный институт УрО РАН, 2005, с.32-34.
3. Гравиразведка: Справочник геофизика. / *Под ред. Е.А. Мудрецовой, К.Е. Веселова.* М.: Недра, 1990. 607 с.
4. Инструкция по гравиразведке. - М., Недра, 1980. 79 с.
5. *Левин Г.С., Тихоцкий С.А.* О влиянии выбора системы высот на результаты высокоточных гравиметрических съемок // Геофизика, №5, 2003. М.: ЕАГО, с. 55-59.
6. *Немцов Л.Д.* Высокоточная гравиразведка. - М.: Недра, 1967. - 240 с.
7. *Chapin D.* Gravity instruments: Past, present, and future. The Leading Edge, №1, Vol. 17, 1998, pp.100-112
8. *Talwani M.* Errors in the total Bouguer reduction // Geophysics, Vol. 63, № 4, 1998, p.1125-1130

ОСОБЕННОСТИ СОЗДАНИЯ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПРИ НАЛИЧИИ СУХОПУТНЫХ И МОРСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

В.В. Васильев

ОАО МАГЭ, г. Мурманск

Цифровые модели геофизических полей строятся в ОАО МАГЭ в рамках программы составления Государственной геологической карты России масштаба 1:1 000 000 («Госгеолкарты-1000»). Выполненное геофизическое картирование Северо-Западного шельфа РФ (листы R-38-40, S-41-43, T-37-40, T-41-44) базируется на принципе формирования комплексного БД в геоинформационной системе (ГИС) ArcView 3.2. [2, 3, 5] Лист R-35-36 (Мурманск), работа над которым завершена в 2005 г., отличается примерно одинаковым соотношением участков акватории и суши, что вносит свои особенности. (рис. 1а).

Сухопутные съемки, выполненные в 1960-80 гг. для построения Государственный гравиметрической карты 1:200000, отличаются равномерным распределением по площади и увязаны между собой. Морские съемки 1970-х - 2000-х гг. носят ярко выраженный профильный характер и, как правило, нуждаются в дополнительной увязке съёмок разных лет. Отсюда возникает необходимость раздельной обработки этих данных и выбора параметров гридирования, исходя из особенностей пространственного распределения исходных данных. (рис. 1б, 1в).

Создание единого грида производится авторскими программами с применением т.н. «матриц-масок». [1] Они создаются по той же сети, что и гриды полей. Использование матриц-масок позволяет избежать «ступеней» на

границах съемок, возникающих при значительном расхождении объединяемых полей. (рис. 1г).

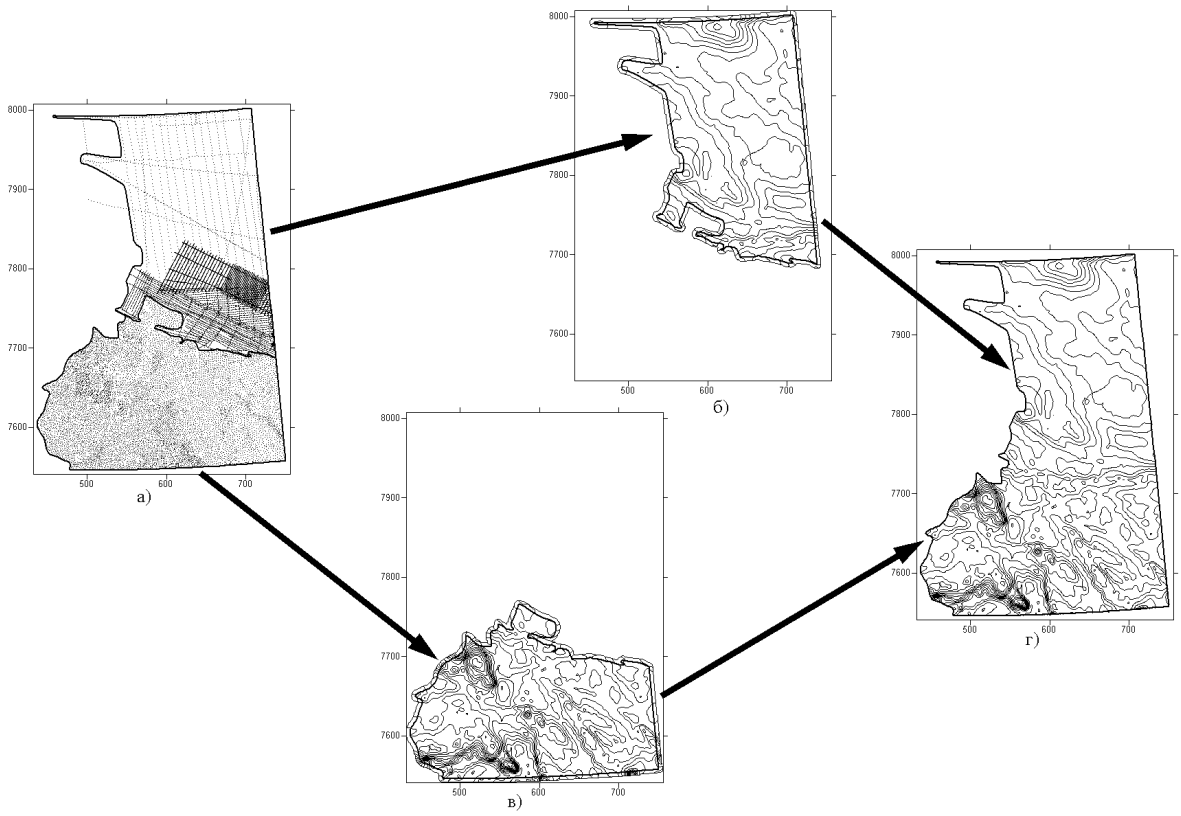


Рис. 1. Создание единого грида по листу R-35-36

Значения в узлах матриц-масок представляют собой весовые коэффициенты, значения которых изменяются от нуля на границе участка до максимального значения *zm*.

Расстояние *l* от узла до контура считается положительным внутри контура и отрицательным вне контура. Задается ширина краевой полосы *lp* и допустимый заход за контур *lz*. Значения *z* в узлах матрицы-маски находятся следующим образом:

- при $l<-lz$ в узел помещается код отсутствия измерения,
- в пределах краевой полосы $(-lz<l<lp-lz)$ значение в узле вычисляется по формуле: $z = \frac{l + lz}{lp} zm$,
- при $l>lp-lz$ значение в узле равно максимальному значению *zm*.

В данном случае использовались значения $zm = 1$ и $lz = lp = 5$ км.

Эффект при соединении двух и более гридов в один напоминает объединение двух слоев с «размытыми» краями в графическом редакторе Photoshop. По мнению автора, многие функции этой программы могли бы найти свои параллели при операциях с гридами.

При статистически значимом расхождении в значениях полей в областях перекрытия съемок необходимо провести увязку уровней, для чего рассчитываются регрессионные коэффициенты *a* и *b* для пересчета по формуле:

$$x' = x * a + b,$$

где: x - значение в точке исходного поля, x' - пересчитанное значение.

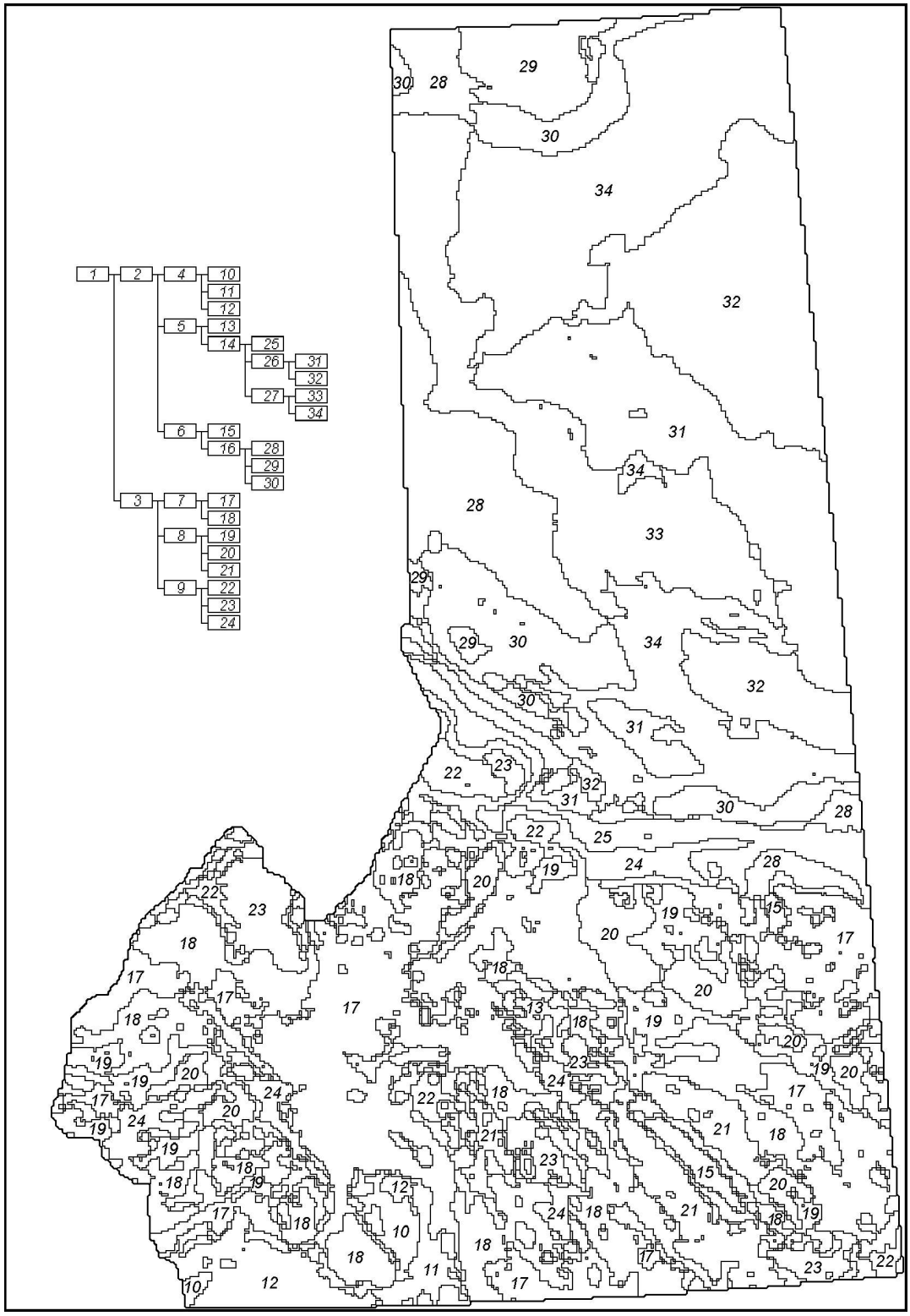


Рис. 2. Геофизическое районирование листа методом структурного анализа

Традиционно используемые варианты расчета: по разности средних значений ($a = 1$), по отношению средних значений ($b = 0$) и по среднеквадратической линейной регрессии.

Представляется также обоснованным выбор коэффициентов по углу наклона эллипса рассеяния. [1]

$a = tg[\frac{1}{2} * arctg\{\frac{2 * Kxy}{Dx - Dy}\}]$ - коэффициент-множитель,

$b = x_s - a * y_s$ - коэффициент-слагаемое,

$Kxy = \frac{1}{n}\{\sum_{i=1}^{n}(x_i * y_i) - \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i * \sum_{i=1}^{n} y_i\}$ - коэффициент ковариации,

$Dx = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i - x_s)^2$, $Dy = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(y_i - y_s)^2$ - дисперсии величин полей на 1-м и 2-м участках,

$x_s = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i$, $y_s = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} y_i$ - средние значения на первом и втором участках.

С точки зрения интерпретации результатов интерес представляет районирование по особенностям геофизических полей. На этом листе мы применили многоуровневую классификацию полей методом структурного анализа, позволяющим разделить многомерное поле признаков на участки со схожим поведением полей. [4] Для анализа были использованы гриды рельефа, гравитационного и магнитного полей.

Литература

1. *Васильев В.В.* Вычисление сводных цифровых моделей полей перекрывающихся АГС-съемок. / Международная геофизическая конференция, СПб, 2-7 октября 2000 г. // Тезисы докладов, с. 531-533.
2. *Васильев В.В., Васильева Е.Г., Зайончек А.В.* Применение современных геоинформационных технологий при решении задач геофизического картирования на акватории Северо-Западного шельфа России. / Международная конференция "Нефть и газ Арктического шельфа", Мурманск, 17-19 ноября 2004 г.
3. *Васильев В.В.* Создание опережающей геофизической основы для геологического картирования Баренцево-Карского шельфа. / Международный научный семинар "Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей" им. Д.Г. Успенского. Пермь, 24-29 января 2005 г.
4. *Овсов М.К.* Комбинированный метод кластерного и факторного анализов переменных в прикладной геохимии. / Изв. вузов, Геология и разведка, 1990, с. 60 - 66.
5. *Французов И.Я., Васильев В.В.* Гравиметрические исследования на Северо-Западном шельфе Евразии как основа геофизического картирования. //

Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 5. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2005, с. 131-136.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ УРАВНИВАНИЯ ПЛОЩАДНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Е.Г. Васильева

ОАО МАГЭ, Мурманск

При уравнивании измерений геофизических полей, полученных при морской площадной съемке, можно выделить 3 задачи:

- уравнивание измерений поля в точках наблюдений на пересекающихся геофизических профилях (далее профильные наблюдения),
- уравнивание геофизического поля, заданного матрицей, (далее матрица) и профильных наблюдений и
- уравнивание 2-х матриц геофизических полей.

Для уравнивания профильных наблюдений необходимо разделить профили на рядовые и секущие. В точках пересечения рядовых и секущих профилей рассчитывается разность между измеренным значением геофизического поля на рядовом профиле и аналогичным значением поля на секущем профиле (невязка). Строится матрица невязок: $\{a_{ij}\}_{i,j=1}^{nm}$, где a_{ij} – невязка *i*-ого рядового и *j*-ого секущего профилей. Матрица может содержать пустые значения, если соответствующие рядовой и секущий профили не пересекаются. По матрице невязок выполняется анализ систематических ошибок, ошибок направлений, и рассчитываются постоянные поправки в уравниваемый параметр для каждого профиля. Алгоритм анализа матрицы невязок и расчета для каждого профиля постоянной поправки изложены в [2].

Если введения постоянных поправок в параметр бывает вполне достаточно при обработке результатов гравиметрической съемки, то для уравнивания, например, результатов дифференциальной гидромагнитной съемки – нет. Поэтому далее может быть выполнена, так называемая, «полигональная увязка». Под этим термином понимается расчет для каждого рядового (или секущего) профиля поправки – полигона указанной степени, аппроксимирующего невязки этого профиля с секущими (или рядовыми) профилями. «Полигональная увязка» - итерационный процесс: можно после введения линейных поправок остановиться или продолжить, увеличив степень полигона. Возможна последовательная «полигональная увязка» системы рядовых профилей, потом секущих и т.д. Предлагаемый процесс уравнивания реализован в программе ADJUST.

Прежде чем приступить к уравниванию матрицы и профильных наблюдений, необходимо выполнить уравнивание профильных наблюдений.

Затем в каждой точке профильных наблюдений рассчитывается разность между значением поля на профиле, и значением поля, заданного матрицей (далее невязка с матрицей, или невязка). Значения невязок профильных наблюдений с матрицей аппроксимируются различными функциями 2-х переменных, или поверхностями (далее корректирующая функция, или поверхность), и затем в значение поля каждой точки профильных наблюдений вводится поправка - значение корректирующей функции в этой точке.

Задача уравнивания двух матриц решается аналогично: по непустой и невырожденной области пересечения матриц рассчитывается матрица невязок, которая аппроксимируется корректирующей поверхностью. Поправка из корректирующей поверхности вносится либо в одну из матриц, либо распределяется между матрицами.

Как бы тщательно не были уравнены матрицы, при их соединении часто возникает «ступень» в месте стыковки. Для решения этой проблемы в программе MTRANS предусмотрена возможность соединения матриц ($\{a_{ij}\},\{b_{ij}\}$) посредством свертки их с «весовой» матрицей. «Весовая» матрица ($\{p_{ij}\}$) строится в узлах, где определена вторая матрица, и в области пересечения плавно принимает значения от 0 (на границе области второй матрицы) до 1. Таким образом, значения результирующей матрицы в узлах, где матрицы пересекаются, вычисляются по формуле:

$$C_{IJ} = a_{ij}(1 - p_{ij}) + b_{ij}p_{ij}.$$

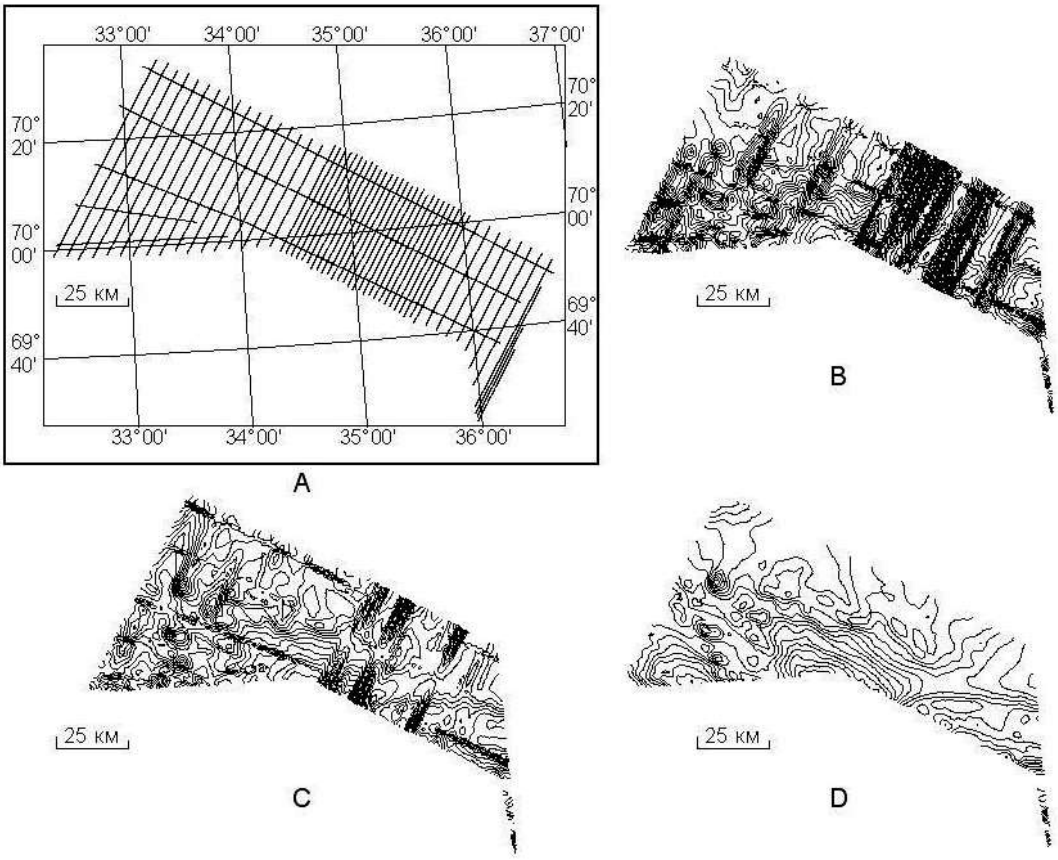


Рис.1. Схема расположения гидромагнитных профилей (A) и схемы аномального магнитного поля, рассчитанного по гидромагнитной съемке: B –до уравнивания, C – после введения постоянной поправки, D – после введения полигональной поправки. Изоаномалы проведены через 10 нТл.

Методика использовалась, главным образом,

- для уравнивания профильных наблюдений гравитационного, магнитного полей (а также, измерений глубин),
- для «врезки» матрицы, рассчитанной по данным дифференциальной гидромагнитной съемки, в матрицу, рассчитанную по результатам аэромагнитной съемки,
- уравнивания матриц аномального магнитного поля, рассчитанных по данным разных лет, на соседних участках.

На рисунке 1A представлена схема расположения гидромагнитных профилей (дифференциальная 2-датчиковая съемка). Результаты измерений обработаны методом градиентометрии, рассчитано аномальное магнитное поле (рис. 1B). До уравнивания стандартное отклонение невязок в точках пересечения профилей составляло 42.3. На рисунке 1C представлен результат внесения в поле по каждому профилю постоянной поправки, рассчитанной по матрице невязок. Стандартное отклонение при этом составило 24.9. . Как очевидно из рисунка, введения постоянной поправки недостаточно для обработки магнитометрических данных. Это связано, в первую очередь, с методом градиентометрии: восстановлением поля по измеренному градиенту. В результате интегрирования возможно накопление (суммирование) ошибок, и, как результат, линейная ошибка («перекос») в поле на профиле. Схема аномального магнитного поля после «полигональной увязки» полигонами малых степеней приведена на рисунке 1D. Стандартное отклонение невязок в точках пересечений профилей после уравнивания составило 0.3.

Сложность уравнивания матрицы, рассчитанной по данным аэромагнитной съемки (рис. 2A), и гидромагнитных профильных наблюдений заключалась, во-первых, в том, что между съемками прошло много лет, и аномальное поле было вычислено по нормальному полю, рассчитанному на разные эпохи, и, во-вторых, в различной точности съемок (рис. 2B). После вычисления постоянной ошибки по невязкам профильных наблюдений с матрицей (ошибка уровня) и введения ее в профильные наблюдения (рис. 2C), очевидна недостаточность такого уравнивания (уравнивания уровнем). Об этом свидетельствуют и статистический анализ (табл. 1). Поскольку нормальное магнитное поле Земли на участках небольшой площади можно вполне аппроксимировать плоскостью, то по невязкам профильных наблюдений с матрицей, была построена корректирующая плоскость (поверхность 1 степени, линейная функция) $z = Ax + By + C$. Результат введения в профильные наблюдения поля линейной поправки приведен на рисунке 2D. Как видно из таблицы 1, использование поверхностей малых степеней (максимальная

степень невырожденной поверхности, аппроксимирующей невязки, - 2) в качестве корректирующих практически не влияет на результат в данной ситуации.

В процессе решения задачи уравнивания матрицы и профильных наблюдений рассматривался способ уравнивания «по концам профилей». При этом в каждый рядовой профиль вносилась линейная поправка таким образом, чтобы значения поля в первой и последней точках профиля совпадали со значениями поля из матрицы в этих точках. Одним из недостатков уравнивания «по концам профилей» является нарушение «уравненности» рядовых и секущих профилей.

Таким образом, уравнивание матрицы, построенной по данным аэромагнитной съемки и нормальному магнитному полю Земли, рассчитанному на 1965 год, и данных гидромагнитной съемки и нормального поля, рассчитанного на 2000 год, осуществлялось путем введения в гидромагнитные данные линейной поправки – плоскости, аппроксимирующей разности значений аномального магнитного поля по матрице и по профилям.

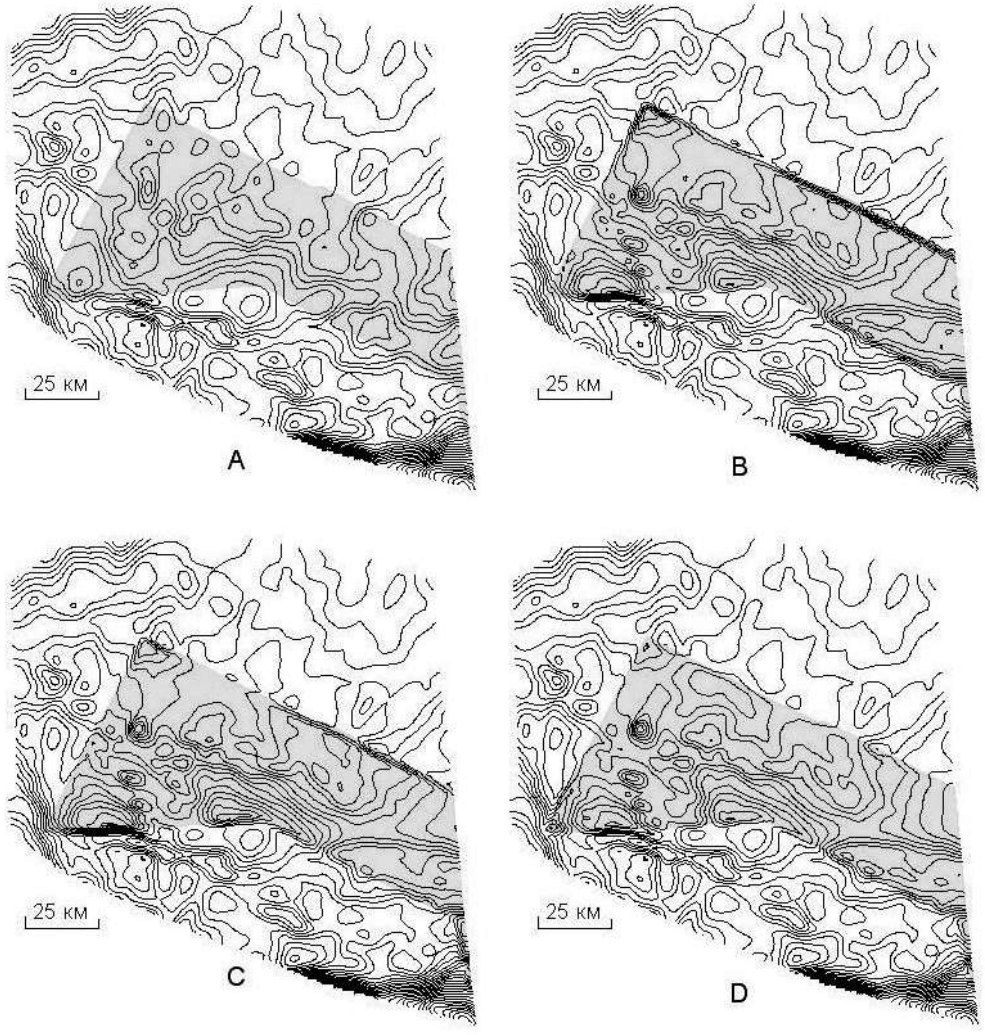


Рис. 2. Фрагменты карт аномального магнитного поля, заданного матрицей, рассчитанной по данным аэромагнитной съемки (А), вычисленного по аэро- и

гидромагнитной съемкам без уравнивания (B), после введения постоянной поправки (C), после введения линейной поправки (D). Изоаномалы проведены через 10 нТл.

Методика продемонстрирована на материалах ОАО МАГЭ (г. Мурманск) и ВНИИОкеангеология (г. Санкт-Петербург). Матрица аномального магнитного поля, полученного по результатам аэромагнитной съемки, рассчитана А. В. Зайончеком. Начальная обработка результатов дифференциальной гидромагнитной съемки (градиентометрия) выполнена В. В. Кацанюком. Для обработки и анализа данных были использованы программы автора MAG, GRAD, ADJUST, MTRANS, а также GS SURFER 7. Для визуализации и оформления результатов использовалась программа ArcView 3.2 GIS.

Таблица 1

Ошибки		**Без уравнивания**	**Уравнивание уровнем**	**Уравнивание наклонной плоскостью**	**Уравнивание билинейной поверхностью**	**Уравнивание поверхностью 2 степени**	**Уравнивание по концам профилей [2]**
Среднее значение		**20.415**	**0**	**0**	**0**	**0**	**-1.778**
Диапазон	**Мин.**	**-71.129**	**-91.544**	**-71.5**	**-65.542**	**-65.965**	**-86.278**
	Макс.	**76.524**	**56.109**	**66.858**	**70.273**	**70.552**	**102.548**
Станд. отклонение		**24.420**	**24.420**	**16.324**	**16.072**	**15.996**	**16.446**

Литература

1. *Любимов Г. А., Любимов А. А.* Методика гравимагнитных исследований с использованием ЭВМ. // М.: «Недра», 1988.
2. Программы для обработки гравиметрических измерений. Программа АСИСТО. // Материалы Мирового центра данных Б. М., 1983.
3. *Малютин Ю. Д., Коротких (Васильева) Е. Г.* Программный комплекс для обработки морских высокоточных гравимагнитных данных. // Сб. тезисов докл. Конференции SEG-97. М., 1997.
4. *Журавлев В. А., Боголепов А. К., Васильева Е. Г. и др*. Отчет о проведении комплексных геолого-геофизических исследований в западной части Кольско-Канинской моноклинали в 2000 г. // Отчет по объекту 04/2000. Мурманск, ОАО МАГЭ, 2001.
5. *Журавлев В. А., Боголепов А. К., Васильева Е. Г., Васильев В. В., Кацанюк В. А., Шкарубо С. И. и др.* Отчет «Комплексные геолого-геофизические исследования в западной части Кольско-Канинской моноклинали». // Объект М-60, Мурманск, ОАО МАГЭ, 2002.

6. *Васильев В. В., Васильева Е. Г., Зайончек А. В. и др.* Опережающая геофизическая основа к Государственной геологической карте Российской Федерации и сопредельных территорий масштаба 1 : 1 000 000. Лист R-(35),36 (Мурманск). // Мурманск, ОАО МАГЭ, 2005.

ПРИМЕНЕНИЕ МАГНИТОРАЗВЕДКИ ДЛЯ ПОИСКОВ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

В.Б. Виноградов

УГГГУ, Екатеринбург

В Сысертском районе Свердловской области на территории, прилегающей к базе УГГУ, геофизические, в том числе магниторазведочные работы проводятся в течение 35 лет. За это время изменились аппаратура, методика, точность исследований. Проводились, как правило, работы масштаба 1:50000 - 1: 10000, микромагнитная съемка на отдельных участках.

На изучаемой территории залегают породы игишской свиты, которая сложена переслаивающимися графито-кварцитами, графито-кварцевыми сланцами, кварцитами. Магнитная восприимчивость этих пород не превышает 100×10^{-5} СИ, они незначительно отличаются по магнитным свойствам. Наличие рыхлых отложений мощностью до 20 м и залесенность местности в значительной степени ограничивают возможности геологической съемки. На геологической карте только вдоль линий ЛЭП, т. е. там, где проводились земляные работы, проведено литологическое расчленение пород и показаны многочисленные дайки разного состава и размеров.

В 2004 – 2005 гг. на площади несколько квадратных километров проведены магниторазведочные работы масштаба 1:500, сеть наблюдений 5×5 м. Измерения проводились с магнитометрами ММП – 203. Погрешность измерений составила ±4 нТл. В результате работ выявлено несколько положительных и отрицательных аномалий с размерами несколько десятков метров в поперечнике. Все аномалии расположены между профилями съемки масштаба 1:10000. Интенсивность аномалий не превышает 40 нТл. Положительные аномалии обусловлены, по-видимому, телами тальк-карбонатных пород и габбро, находящихся на глубинах 20 – 50 м.

Отрицательная аномалия «Садчиков» имеет северо-восточное простирание, ее размеры 60×80 м, интенсивность - 20 нТл. Источником аномалии является гранитная дайка, подвергшаяся интенсивному выветриванию.

Интерпретация аномалий затруднена, тем, что рельеф местности горный. Наклон склонов гор достигает 30°. При предварительном истолковании использовались три основные модели аномалиеобразующих объектов: вертикально намагниченный шар, горизонтальный цилиндр и вертикально намагниченный вертикальный пласт.

При количественных расчетах использовался модифицированный метод характерных точек. По измерениям магнитного поля вертикально намагниченного вертикального пласта в трех любых точках вычисляются его местоположение (абсцисса центра пласта), глубина и горизонтальная мощность. Например:

$$x_0 = \frac{x_1^2 z_1 (z_3 - z_2) + x_2^2 z_2 (z_1 - z_3) + z_3^2 z_3 (z_2 - z_1)}{2\left(x_1 z_1 (z_3 - z_2) + x_2 z_2 (z_1 - z_3) + x_3 z_3 (z_2 - z_1)\right)},$$

где x_1, x_2, x_3 – абсциссы пунктов измерения.

При расчетах выбирается несколько триад точек, для которых проводятся вычисления глубин и мощности. Окончательно параметры вычисляются как средние по триадам. После определения геометрических параметров может быть уточнена величина намагниченности. Такие же формулы получены для вертикально намагниченного горизонтального цилиндра.

При истолковании поля силы тяжести используется тот же способ. По гравитационному полю шара его местоположение, глубина до центра и масса однозначно определяются по измеренным значениям в трех любых точках $g_1(x_1)$, $g_2(x_2)$, $g_3(x_3)$:

$$x_0 = \frac{x_1^2 g_1 (g_3 - g_2) + x_2^2 g_2 (g_1 - g_3) + x_3^2 g_3 (g_2 - g_1)}{x_1 g_1 (g_3 - g_2) + x_2 g_2 (g_1 - g_3) + x_3 g_3 (g_2 - g_1)}, \qquad h = \sqrt{\frac{g_2 (x_2 - x_0)^2 + g_1 (x_1 - x_0)^2}{g_1 - g_2}},$$

$$M = \frac{g_1 (h^2 + (x_1 - x_0)^2)^{3/2}}{kh},$$

где x_0, h, M – абсцисса центра, глубина до центра и масса шара. Полученные соотношения позволяют использовать несколько наборов точек, а затем находить средние. В результате точность вычисленных параметров выше, чем точность метода характерных точек. По любым трем точкам измерения силы тяжести определяются параметры горизонтального кругового цилиндра.

Так как амплитуда аномалий мала, редуцирование поля на внешнюю плоскость нецелесообразно. По результатам экспресс методов были построены трехмерные магнитные модели, для которых поле вычислялось на поверхности в виде либо наклонной плоскости, либо виде нескольких наклонных плоскостей.

На площади аномалии были проведены детализационные работы: по трем профилям отстоящих друг от друга на 5 м магнитное поле измерено с шагом 1 м на высоте 2 м и на земной поверхности. В результате на фоне основной аномалии выявлены коррелирующиеся с профиля на профиль три слабые отрицательные аномалии северо-восточного простирания. Ширина аномалий не более 5 м, их

амплитуда не более 7 нТл. По результатам расчетов глубины до источников оценены до 1 м. В эпицентре одной из них шурфом была вскрыта кварцевая жила.

В 200 м от аномалии «Садчиков» над кварцевой жилой зафиксирована положительная магнитная аномалия изометричной формы диаметром не более 7 м. Интенсивность аномалии 15 нТл.

Данный район неоднократно переоценивался на различные полезные ископаемые. Учитывая условия проведения работ целесообразно провести детальную магнитную съемку масштаба 1:500 на всей площади. Ее результаты позволят правильно выбрать дальнейшее направление работ для поисков месторождений полезных ископаемых.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ НА ОСНОВЕ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Т.В. Володькова

Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН

Несколько островов Курильской дуги (КОД) были покрыты кондиционной аэрогеофизической съемкой масштаба 1:50000, в комплекс которой входит магнитометрия и гаммаспектрометрия. При интерпретации этих методов используются некоторые положения геохимии. По данным магнитного поля хорошо картируются магматические образования разной степени основности, в основном, вулканиты. Магнитное поле вулканитов (поверхностных образований) в сильной степени зависит от их магнитной восприимчивости. Возникает принципиальная возможность картирования тел условно «магнетитовой природы», которые, с учетом практики, характеризуются локальными аномалиями интенсивностью 1500-3000 нТл и более. На островах Шумшу и Парамушир была установлена четкая корреляция характеристик магнитного поля (его фона, морфологии) с аномалиями теплового потока [1]. На основе карт содержаний естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) были построены карты отношений ЕРЭ. Карты отношений ЕРЭ минимально зависят от различных помех и погрешностей, в особенности связанных с высотой залетов. Данные средних отношений ЕРЭ различных магматических комплексов, рассчитанные с использованием аэрогеофизики, вполне сопоставимы с соответствующими характеристиками, полученными по результатам наземных (лабораторных) исследований. Уран, торий и калий, а также их отношения в связи с резко выраженной несовместимостью этих элементов, имеют важнейшее значение как изотопно-геохимические индикаторы магматических процессов. Все неизмененные магматические породы, раскристаллизованные под воздействием закрытых магматических систем, характеризуются постоянством отношений ЕРЭ. Процессы корового и мантийного метасоматоза, протекающие с привносом глубинного вещества и

флюидов, приводят к резкому варьированию отношений ЕРЭ даже в сближенных по времени и месту формирования, а также по составу магматических комплексах. Было установлено, что этот эффект очень типичен для островных магматитов.

На островах северной части КОД была выявлена концентрически-кольцевая зональность магматических комплексов, отличающихся отношениями ЕРЭ, которая хорошо коррелируется с региональными аномалиями теплового потока. С учетом закономерной смены формирующихся комплексов, отмечается существование двух типов зональности. Это объясняется существованием магматических очагов (региональных аномалий теплового потока) разного типа, связанных с крупными островами с субконтинентальной корой (Камчатка) либо с окраинно-морскими впадинами (Курильская котловина). Вероятно, при этом меняются условия кристаллизационной дифференциации в магматических очагах. Основные геолого-геофизические особенности строения Курил изложены в работах [1,3,6,7]. Большинство авторов главным процессом, ответственным за магмообразование на Курилах, считают субдукцию. Источники магм при этом связаны с плавлением вещества в надсубдукционном мантийном клине либо в верхней части субдуцирующей плиты.Важным проявлением этого процесса принято считать существование на островах КОД поперечной зональности, т.е. закономерной смены при движении от фронта к тылу дуги известковых комплексов известково-щелочными, а затем субщелочными. Выражением этой закономерности является высокая степень корреляции (практически функциональная связь) содержаний K_2O и некоторых редкоземельных элементов с глубиной до субдуцирующей плиты. Ранее отмечалось, что этот статистический вывод является ложным [6]. Концентрическая зональность магматических комплексов [1] хорошо согласуется в региональном плане с поперечной зональностью КОД и является, по-видимому, прямым ее отражением. Концентрически-зональные магматические комплексы прямо коррелируются с региональными аномалиями теплового потока, которые цепью протягиваются вдоль западного борта КОД в Курильской котловине. Региональные аномалии теплового потока в Курильской котловине давно связываются с подъемом в этой области разогретого мантийного диапира [6]. Поэтому вполне вероятно, что именно мантийный диапир и связанные с ним крупные магматические очаги и определяют магмообразование, а также поперечную зональность в пределах КОД.

Практически весь остров Кунашир (южная часть КОД) находится в области повышенного теплового потока, от 30 мВт/м^2 до 40-50 мВт/м^2. Градиент теплового потока постепенно повышается вдоль оси острова, с юга на север. На самом юге острова Кунашир тепловой поток наиболее низкий, от 20 до 30 мВт/м^2. Наиболее высоки значения теплового потока (от 50 до 80 мВт/м^2) в самой северо-восточной части острова Кунашир. Мощность земной коры в южной части КОД составляет 28-33 км (в целом мощность повышена, но чуть ниже, чем у островов северной части КОД). Стратегически важно также

расположение острова Кунашир на стыке с Японской дугой, которая обладает зрелой субконтинентальной корой и могла оказывать некоторое влияние. В геологическом строении острова Кунашир принимают участие магматические и вулканогенно-осадочные образования неоген-четвертичного возраста, некоторые разделяются на четыре островодужных вулканических комплекса: «зеленотуфовый», вулканогенно-кремнисто-диатомитовый, базальтоидный и четвертичный андезитовый.

При интерпретации аэрогеофизических данных на острове Кунашир следует учитывать основные положения:

1. Для островов КОД в целом типично повышение щелочности вулканических комплексов от известковых («зеленотуфовый комплекс») до известково-щелочных (андезитовый комплекс) [6,7].

2. Для вулканитов острова Кунашир характерна высокая деплетированность и аномально высокая известковость; даже образования андезитового комплекса здесь часто обладают повышенной известковостью либо составом, переходным от низкокалиевого к умеренно-калиевому [4,5].

3. На острове Кунашир отмечается широкое распространение вулканитов кислого состава, хотя чаще,чем на островах северной части КОД, здесь картируются и образования основного состава (базальты).

4. Вулканиты всех комплексов в той или иной степени характеризуются вторичной измененностью, хотя наиболее часто и интенсивно изменены зеленотуфовый и базальтоидный комплексы. Ведущими типами изменений являются пропилитизация и кварц-гидрослюдистые изменения.

Установлено, что магматические образования различной щелочности и основности четко различаются по отношениям ЕРЭ [1]. Эти характеристики были положены в основу интерпретации аэрогеофизики на острове Кунашир. Четыре основных вулканических комплекса довольно хорошо картируются по магнитному полю и картам уран-калиевого отношения, в меньшей степени других отношений. Анализ фоновых отношений ЕРЭ каждого комплекса позволяет выявить тип щелочности (известковый либо известково-щелочной) и его площадные вариации. Изучение локальных аномалий отношений ЕРЭ и их распределений с привлечением данных автора [2], позволяет картировать вторичные изменения в комплексах острова Кунашир.

Анализ магнитного поля показывает, что обычно вулканиты на Кунашире характеризуются отрицательными аномалиями, причем дифференцированность магнитного поля зависит от степени основности вулканитов. Четвортичные андезиты и базальтоиды картируются весьма дифференцированным отрицательным магнитным полем интенсивностью до –700 нТл. В средней части острова (ареал вулкана Менделеева) на глубине залегают, по-видимому, интрузивные тела, частично обнажающиеся на поверхности. По составу эти интрузии близки к кварцевым диоритам, они хорошо картируются довольно крупными, относительно слабо изрезанными аномалиями положительного магнитного поля интенсивностью до +700 - +1000 нТл. Когда интрузии залегают неглубоко, в надинтрузивной зоне часто выявляются ареалы вторично

измененных пород. В целом интрузивный комплекс обладает повышенной щелочностью (низкими уран-калиевыми отношениями). Те же тенденции характерны для сближенных с интрузивными массивами по времени и месту развития вулканических комплексов (андезитовый комплекс вулкана Менделеева, вулканогенно-кремнисто-диатомитовый, базальтоидный комплексы). «Зеленотуфовый» комплекс обладает повышенной известковостью; для него типичны интенсивные вторичные изменения. Вулканогенно-кремнисто-диатомитовый и интрузивный комплексы относятся скорее к известково-щелочному типу, для них характерна слабая проработка наложенными процессами. Базальтоидный комплекс так же близок к известково-щелочному (либо переходному) типу, но его образования довольно интенсивно проработаны гидротермально-метасоматическими процессами.

Наиболее сложно изменяются характеристики вулканитов четвертичного комплекса, самые крупные ареалы которого совпадают с вулканическими постройками (вулканы Тятя, Руруй, Менделеева, Головнина). Распределение их характеристик не согласуется с известной поперечной зональностью. В целом наиболее высока щелочность вулканитов ареала вулкана Менделеева, а образование вулкана Головнина характризуется самой высокой известковистостью. Большинство вулканических построек острова по аэрогеофизическим данным имеет четкое зональное строение, в них картируются ядро и внешняя зона, отличающиеся по интенсивности и морфологии магнитного поля.

Наблюдаются определенные закономерности.

1. У вулкана Менделеева в ядре, судя по магнитному полю, картируется крупное тело, обладающее характеристиками, типичными для интрузивных пород. Здесь широко развиты также локальные аномалии магнитного поля интенсивностью до 2000 нТл, условно «магнетитовой» природы [1]. Образования вулкана Менделеева относятся к известково-щелочному типу, для них типична слабая переработка вторичными процессами.

2. Чуть ниже по степени щелочности образования вулкана Тятя (их можно считать известково-щелочными, смещенными практически в переходную область). У вулкана Тятя также картируется ядро и внешняя зона, но характеристики магнитного поля ядра менее типичны для интрузивных пород (возможно, субвулканическое тело?). Более выразительно здесь картируется «магнетитовая» зона. Для ареала вулкана Тятя характерна довольно высокая проработка наложенными процессами (пропилитизация?).

3. Образования вулкана Руруй относятся к переходному либо известковому типу. У этой вулканической постройки также выделяется ядро и внешняя зона, но они слагаются аномалиями, близкими по морфологии и отличающимися только по интенсивности. По данным интерпретации, тела «интрузивного облика» в ядре отсутствуют, но имеется мощная краевая оторочка магнетитового типа (интенсивность аномалий до 2000-3000 нТл).

4. Вулкан Головнина сложен вулканитами повышенной известковости. Судя по магнитному полю, ядро в ареале этого вулкана вообще отсутствует, а

«магнетитовая оболочка» имеется в зародыше. Незначительное количество аномалий «магнетитового» облика сосредоточено в центре вулканической постройки.

Известно, что магнетит в процессах кристаллизационной дифференциации выплавляется на начальных стадиях, причем для этого необходимы особые окислительно-восстановительные условия (фугитивность кислорода [8].

С учетом всего изложенного можно выделить четкую закономерность.

1. Вулканические постройки, в которых развиты существенно известково-щелочные породы, имеют в основании, в ядре, промежуточные камеры, в которых формируются породы интрузивного облика. Эти ядра кристаллизуются на начальных стадиях и отличаются повышенными содержаниями магнетита.

2. Вулканические постройки, в которых интрузивные ядра отсутствуют, отличаются преобладающим развитием известковых вулканитов. В особых окислительно-восстановительных условиях, которые характеризуются массовым выплавлением магнетита, формируются вулканиты, известковистость которых существенно ниже (переходные между известковыми и известково-щелочными).

Эти зональные системы, связанные с крупными вулканическими постройками на острове Кунашир существенно усложняют региональную поперечную зональность. Отмеченные особенности зональности (от центра тепловой аномалии и ее периферии):

1. В центре зоны расположены образования повышенной щелочности и основности (базальтоиды вулкана Тятя), которые далее к периферии сменяются породами менее основными (андезиты), причем щелочность их также падает, и они приобретают все более известковый характер.

2. Внешняя зона представлена породами существенно известковыми, по составу близкими к риолитам. Вблизи контакта существенно известковых и известково-щелочных пород протягивается зона, которая трактуется как мощная «магнетитовая» оторочка.

3. В эпицентре зональной системы (области максимального теплового потока) развиты интенсивные площадные изменения, по характеристикам близкие к пропилитам; магнетитовая оторочка коррелируется с мощной зоной кварц-гидрослюдистой проработки (близкой к аргиллизации?).

Таким образом, отмечаются отчетливые параллели между выявленной зональностью и «зональностью Курильского типа», описанной на острове Парамушир [1].

Список использованной литературы

1. *Володькова Т.В.* Особенности тектоно-магматических процессов на островах Парамушир и Шумшу по данным аэрогеофизической съемки // Тектоника,

глубинное строение и геодинамика Востока Азии. IV Косыгинские чтения. Хабаровск, 2003. С. 292-302.
2. *Володькова Т.В.* Геофизические характеристики регионально-площадного метасоматоза и его связь с глубинными процессами // Закономерности строения и эволюции геосфер. VI Междунар. междисциплинар. науч. симпозиум. Хабаровск , 2003. С. 24-34.
3. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы. Ленинград, 1987.
4. *Мартынов Ю.А., Мартынов А.Ю. и др.* Базальты вулкана Тятя: петрология и генезис (остров Кунашир, Курильская островная дуга) // Тихоокеан. геол., 2005, т.24, №3, с. 22-31.
5. *Мартынов Ю.А., Дриль С.И. и др.* Деплетированный характер вулканизма острова Кунашир – роль несубдукционных факторов в магмогенезисе Курильской островной дуги // Доклады АН, 2004, т. 394, №4, с. 527-532.
6. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 336 с.
7. *Пискунов Б.Н.* Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 238 с.
8. *Сауков А.А.* Геохимия. М.: Наука, 1966. 488 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ СТРОЕНИЯ ТЕКТОНОСФЕРЫ ИНДОНЕЗИЙСКОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

А.Г. Гайнанов, А.А. Антипов, Д.А. Гилод, М.Г. Ломизе, А.А. Булычёв

МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет

Индонезийская переходная зона располагается на стыке четырёх крупных литосферных плит (Евразийская, Индийская, Австралийская, Филиппинская). Переход восточной части Индийского океана к Азии – зона субдукции, к которой проявляется повышенный интерес.

Данное сочленение характеризуется изменением горизонтального угла конвергенции океанических и континентальной плит. Взаимодействие литосферных плит происходит на границе, которая меняет своё географическое простирание с широтного на меридиональное (с юга на север). При северо-северо-восточном генеральном движении Индийской и Австралийской плит (относительно внутренней части Евразийской плиты) [De Mets et al., 1990] такое взаимодействие не может не сказаться на режиме субдукции. Если на юге Австралийская плита субдуцирует субортогонально, то в районе Бенгальского залива имеет место косое субкасательное погружение Индийской плиты. Вместе с тем с юга на север происходит ярковыраженное замедление скорости субдукции с 76 до 59 мм/год соответственно [USGS, 2005].

Движение крупных литосферных плит вызывает перемещение более мелких плит, располагающихся между Индийской-Австралийской и Евразийской плитами. Характер взаимодействия сильно усложняется в северной и юго-восточной частях, географически соответствующих районам Андаманского моря

и моря Банда. В частности, на севере раскрывается бассейн типа pull-apart [Bird, 2003].

Вдоль Зондской зоны субдукции хорошо выражена сейсмофокальная зона Беньофа, уходящая до глубин более 500 км [USGS/NEIC, 2005].

Исследуемый регион характеризуется повышенным тепловым потоком. В экваториальной части острова Суматра величина теплового потока достигает 360 mW/m^2 [IHFC, 2005]. На протяжении всей зоны субдукции за исключением части Андаманского моря зафиксирована вулканическая деятельность, которая продолжалась в течение всего голоцена (10 тыс. лет) по настоящее время [Siebert & Simkin, 2002].

Для изучения строения тектоносферы были привлечены данные спутниковой альтиметрии – поле высот геоида и поле аномалий силы тяжести [Smith & Sandwell, 1997]. С целью исследования структуры гравитационного поля был произведен частотный анализ и рассчитаны трансформации, как поля высот геоида, так и поля аномалий силы тяжести в различных редукциях.

Построение гравитационных карт на основе данных спутниковой альтиметрии позволяет применить новый подход к изучению столь интересного в тектоническом плане региона. Данные альтиметрии оказываются пригодными для прояснения глубинного строения тектоносферы. Подобное использование упомянутых материалов ранее не практиковалось для региональных исследований Индонезийской переходной зоны, что определяет новизну данных исследований.

Использование данных высокоточной батиметрии позволяет более надёжно вычислять поправку за промежуточный слой при вычислении аномалий Буге и увереннее проводить моделирование плотностных неоднородностей в коре и верхней мантии.

По результатам анализа гравитационного поля и его трансформант можно сделать вывод о том, что, несмотря на общий принципиально одинаковый характер выраженности линейных аномальных зон в поле силы тяжести и трансформантах, существуют отдельные, достаточно важные характеристики, присущие каждой зоне в отдельности, что может свидетельствовать о различии в их строении, как по верхним горизонтам тектоносферы, так и по глубинным горизонтам.

Использование результатов моделирования слэбов, полученных в Австралийском университете по данным сейсмотомографии [Gudmundsson & Sambridge, 1998], позволяет решить прямую задачу от трёхмерного погруженного блока океанической литосферы. Тем самым мы получаем ещё один ключ к построению геолого-геофизической модели Зондской зоны субдукции.

На основании комплексной интерпретации гравиметрических, сейсмических и других геолого-геофизических данных были составлены разрезы литосферы и астеносферы (тектоносферы) по профилям, пересекающим переходные зоны от Азии к Индийскому океану.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-05-64775.

Список литературы

1. *De Mets C., R.G. Gordon, D.F. Argus, S. Stein* 1990: Current plate motions. Geophys. J. Int. (101) 425-478, 1990. NUVEL - 1 velocities with Eurasia held fixed., http://www.-seismology.harvard.edu/~becker/igmt
2. *U.S. Geological Survey.* Earthquake Summary Posters 2005, http://neic.usgs.gov/neis/poster/2005/
3. *Bird, P.* An updated digital model of plate boundaries, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, *4*(3), 1027, doi:10.1029/2001GC000252, 2003, http://element.ess.ucla.edu/publications/2003_PB2002/2003_PB2002.htm
4. *USGS/NEIC*. Earthquake Catalog Search, 1973-PRESENT, 2005, http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html
5. *IHFC.* The global heat flow database of the International Heat Flow Commission, 2005 http://www.heatflow.und.edu/data.html
6. *Siebert L, Simkin T.* Volcanoes of the World: an Illustrated Catalog of Holocene Volcanoes and their Eruptions. Smithsonian Institution. Global Volcanism Program Digital Information Series, GVP-3, 2002, http://www.volcano.si.edu/world/.
7. *Smith, W. H. F., Sandwell D.T.* Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, Science, v. 277, p. 1957-1962, 26 Sept., 1997., http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi
8. *Gudmundsson O., Sambridge M.* A regionalized upper mantle (RUM) seismic model. J. of Geophys. Res., No. B4, 7121-7136, 1998, http://rses.anu.edu.au/seismology/

ЭФФЕКТ ЗАМЕТАНИЯ СЛЕДОВ В МАГНИТОЛОГИИ И МАГНИТОМЕТРИИ

В.М. Гордин

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

В истории естествознания важная роль отводится периодизации событий-чередованию эпох "нормального" развития науки и научных революций. На уровне общих тенденций объективный характер такого чередования обоснован Куном [1] и признается большинством исследователей. На уровне конкретных научных дисциплин ситуация не столь однозначна. На общую тенденцию накладывается множество "мешающих" факторов и, прежде всего, действие эффекта, который известный русский математик Сонин называл "эффектом заметания следов". Суть его состоит в том, что свойственная революционным периодам отмена устаревших и канонизация новых идей и изобретений, нередко идет по пути заметания следов предшественников, каковыми они (эти идеи и изобретения) выдвигались либо в форме гениальных догадок, либо как результат неординарного научного исследования, не ставшего достоянием или не встретившего понимания современников. История магнитологии и магнитометрии дает немало тому подтверждений [2].

Цепочка заметания следов усматривается, в частности, в теории Большого

Магнита Гильберта (1600 г.), гипотезе Нормана о внутриземном происхождении геомагнитного поля (1580 г.) и более ранней догадке Фалеро (1535 г.) о наклоне дипольной оси. Сходным образом соотносится открытие суточных геомагнитных вариаций Грэхема-Цельсиуса (1722 г.), с предшествующими опытами Ташара (1682 г.) и Борроу (1581 г.). Открытие основного закона магнитостатики (1789 г.) предварили предсказания Ньютона (1687 г.) и эксперименты Мичелла (1750 г.), а связанную в нашем сознании с именем Пуанкаре идею выметания масс еще в 1756 г. выдвинул Эйлер.

Заметание следов - отнюдь не прерогатива, так называемой, фундаментальной науки. Быть может, даже в большей степени оно свойственно прикладным исследованиям, - конструкторской деятельности и разработкам в области интерпретации магнитных аномалий. Примеры такого рода заимствованы из работ [3, 4].

В заметании следов находит отражение важнейшее свойство науки как открытой эволюционирующей системы. Подобно биологическим системам, она развивается за счет громадного числа идей (мутаций), большинство из которых остается нереализованным, но создает базис, необходимый для работы социально-исторических механизмов дискриминации идей – аналогов механизма дарвиновского естественного отбора. Последний же, как известно эффективен только тогда, когда есть из чего выбирать.

В то же время аналогия между научным прогрессом и дарвиновской теорией не абсолютна. "История науки - по словам Пригожина и Стенгерс [5] - не обладает простотой эволюции, основанной на обычной специализации. Она гораздо запутанней, хитроумней, она всегда готова вернуться назад к давно забытому, разрушить уже возведенные разграничения, даже те, которые, казалось бы, навсегда установлены". Поэтому образ эволюционного древа, ветви которого отвечают приращению новых знаний, последовательному обособлению научных направлений и дисциплин, в данном случае неприемлем [1].

Путь, пройденный магнитологией за восемь столетий, подтверждает эту точку зрения. Поистине хрестоматийным является пример выдвинутого в 1692 г. Эдмундом Галлеем предположения о проскальзывания немагнитной оболочки относительно намагниченного ядра, - идеи, не нашедшей места в стройном здании теории Гаусса и возрожденной в середине XX века в форме представлений Булларда-Брагинского о дифференциальном вращении внешнего ядра Земли. Столь же характерна судьба гипотезы молекулярных токов Ампера (1820 г.), не превратившейся в теорию в силу нарушения закона сохранения энергии. Тем не менее, именно эта гипотеза стимулировала дальнейшие исследования и привела к созданию классических, а затем квантовых теорий магнетизма

В обращении к данным, казалось бы, полностью утратившим свое научное и прикладное значение, состоит один из важнейших уроков истории развития

не только магнитологии, но и магнитометрии. Производя магнитные измерения с неуклонно возрастающей точностью, экспериментаторы XVIII-XIX веков считали, что тем самым они аннулируют ценность предшествующих метрологически несовершенных работ. Действительность опровергла это заблуждение. Развитие методов ретроспективного анализа геомагнитного поля придало старым инструментальным измерениям статус абсолютного (неулучшаемого) научного результата.

На первый взгляд, альтернативным свидетельством линейного (подобного дарвиновской эволюции) однонаправленного и необратимого научного прогресса могут служить свойственные эпохам смены парадигм радикальные обновления теоретического арсенала науки. В действительности роль таких обновлений двойственна. С одной стороны роль научной теории любого ранга очевидна - это непротиворечивое объяснение известных и предсказание новых эмпирических фактов. Нельзя однако игнорировать и другую сторону - обратное воздействие теорий на методы исследований. По мере освоения научным сообществом, плодотворные теории превращаются в рабочий инструмент познания и остаются таковым даже утратив свое концептуальное значение.

Отсюда, кстати, становится понятным, что изобретенное околонаучной бюрократией разделение исследований на "фундаментальные" и "прикладные" совершенно условно и отражает лишь мгновенное состояние наших знаний. В исторической перспективе оно теряет всякий смысл; закавыченные понятия оказываются подвижным, зависящими от принятой шкалы ценностей, целевых установок, положения науки в социально-культурной среде и т.п., в чем нетрудно убедиться, анализируя метаморфозу взглядов на дипольные (истокообразные) модели геомагнитного поля [6].

Изложенные соображения и примеры приводят к выводу, что основанная на идее смены парадигм куновская периодизация науки схематизирует действительность. При детальном рассмотрении фактической стороны дела становится ясным, что реальную историю науки пронизывает множество не укладывающихся в схему прямых и обратных связей, деятельность людей, которая, как писал Коллингвуд [7], "... носит пробный, экспериментальный характер, направляется не знанием того, к чему она приведет, а желанием узнать, что из этого получится". Как следствие этого, схема Куна [1] обретает содержательный смысл лишь при усреднении на больших временных интервалах, т.е. по множеству событий, отражающем деятельность научного сообщества в целом.

Литература

1. *Кун Т.* Структура научных революций. – М.: Прогресс, 1977. – 300 с.
2. *Гордин В.М.* Природа земного магнетизма: эволюция представлений от эллинов до

начала XX века // Развитие гравиметрии и магнитометрии в XX веке. – М., ОИФЗ РАН, 1997. – С. 70-84.
3. *Блох Ю.И.* Обзор истории методов решения обратной задачи магниторазведки в XX веке // Развитие гравиметрии и магнитометрии в XX веке. – М., ОИФЗ РАН, 1997. – С. 201-212.
4. *Гордин В.М.* Очерки по истории геомагнитных измерений. – М.: ИФЗ РАН, 2004. – 161 с.
5. *Пригожин И.Р., Стенгерс И.* Возвращенное очарование мира // Природа. – 1986. – № 2. – С. 86-95.
6. *Гордин В.М., Тихоцкий С.А.* Истокообразные аппроксимации гравитационных и магнитных полей: история вопроса // Геофизика и математика. Материалы 1-й Всеросс. конф. / Под ред. *В.Н.Страхова*. – М.: ОИФЗ РАН, 1999. – С. 55-57.
7. *Коллингвуд Р.Дж.* Идея истории. Автобиография. – М.: Наука, 1980. – 485 с.

РАЗВИТИЕ ТЕХНОЛОГИИ ОБРАБОТКИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ НА ОСНОВЕ СИСТЕМЫ VIRTUAL PROCESSING

Д.Г. Григорьев

Ухтинский Государственный Технический Университет

Технология Virtual Processing ([1,2]) разработана в Ухтинском Государственном Техническом Университете под руководством д.ф-м.н., профессора А.И. Кобрунова. Система представляет собой программный комплекс, позволяющий эффективно объединять различные программные продукты, такие как GCIS [3], Mathcad, Mathlab, Surfer для решения задач обработки геолого-геофизической информации.

Являясь промежуточным звеном между различными программными продуктами и математическими библиотеками, система позволяет наглядно визуализировать исследуемые модели, предоставляет удобные инструменты редактирования, трансформации и интерполяции исходных данных, а так же необходимые процедуры импорта и экспорта информации.

В ходе работ над совершенствованием системы программный комплекс получил следующее развитие в направлении совершенствования алгоритмов интерполяции и визуализации, отладки процедур решения прямых задач

гравиметрии (особенно трехмерных плотностных и структурных задач), решении проблем с учетом влияния боковых зон.

Проведя ряд экспериментов с различными алгоритмами интерполяциями, в качестве алгоритма интерполяции границ был выбран алгоритм Kriging, описанный в [4]. Использование данного алгоритма для интерполяции границ в трехмерных задачах позволило повысить точность расчетов.

В ходе отладки математических библиотек, предназначенных для решения задач гравиметрии в среде Mathcad, было замечено, что система Mathcad обладает значительными ограничениями на размеры массивов данных, что не позволяет решать в данной системе задачи на больших моделях с маленьким шагом (и, соответственно, большей точностью). В ходе изучения аналогичных систем, было принято решение о переводе вычислительных процедур в систему Mathlab, в которой данное ограничение снимается (Mathlab позволяет хранить в каждом массиве более $2x10^9$ элементов). Кроме того, возможность компиляции написанных в системе Mathlab программ позволяет оптимизировать вычислительные процедуры по критерию времени расчета.

В процессе расчетов прямых задач гравиметрии важную роль играет проблема учета влияния боковых зон. Без учета такого влияния краевые эффекты не дают возможности адекватно интерпретировать полученные на границах модели результаты расчетов. В развитие технологий расчета прямых задач гравиметрии было разработано алгоритмическое обеспечение, позволяющее учитывать влияние боковых зон. Боковые зоны разбиваются на 8 участков, 4 из которых прилегают к углам изучаемого объекта, а другие 4 – к боковым граням. Данный метод был подробно рассмотрен в [5] и получил дальнейшее развитие. Были выведены альтернативные формулы для полубесконечных параллелепипедов, используемы для учета тех частей боковых зон, которые прилегают к граням исследуемого объекта.

Кроме того, было разработано 4 варианта решения прямой трехмерной плотностной задачи. Проведенные эксперименты показали, что с достаточной точностью при разбиении объекта на составляющие объект можно аппроксимировать как при помощи параллелепипедов так и при помощи сфер. Аналогично при учете влияния боковых зон можно применять либо полубесконечные параллелепипеды либо полубесконечные цилиндры. Использование цилиндров и сфер дает выигрыш по времени расчета, но оно вносит некоторые погрешности и накладывает ограничение – шаг разбиения модели по всем трем осям должен быть одинаковым. Использование параллелепипедов такое ограничение снимает и позволяет рассчитывать задачи с большей степенью точности, но и при более высоких временных затратах.

Так же был разработан инструмент наглядной визуализации трехмерного куба распределения плотности, позволяющий как автоматически так и «вручную» вращать куб в любых направлениях.

Литература

1. *Григорьев Д.В., Кобрунов А.И., Кобрунов С.А*. Программно-алгоритмическое и технологическое обеспечение реконструкции геоплотностных моделей на основе геодинамических принципов. Материалы 32-й сессии Международного научного семинара имени Д.Г.Успенского. Пермь, 2005, стр. 68-70.
2. *Григорьев Д.В., Царук О.В.* Технология обработки геолого-геофизической информации на основе системы Virtual Processing. Материалы VI международной молодежной научной конференции «Севергеоэкотех-2005». Ухта УГТУ 2005.
3. *Кобрунов А.И., Петровский А.П., Суятинов В.Н.* Автоматизированная система GCIS – количественной комплексной интерпретации данных сейсмогравиметрии для персонального компьютера. Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 27 – сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Москва ОИФЗ РАН 2000, стр. 133-136.
4. *Аронов В.И.* Методы построения карт геолого-геофизических признаков и геометризация залежей нефти и газа на ЭВМ. М.: Недра, 1990.
5. *Мотрюк Е.Н.* Развитие теории и методов объемной реконструкции плотностных моделей сложнопостроенных геологических сред. Диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук. Ухта 2004.

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ МЕТОДОВ ВЕКТОРНОГО СКАНИРОВАНИЯ И РАСПОЗНАВАНИЯ ОБРАЗОВ ПРИ РЕШЕНИИ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ (НА ПРИМЕРЕ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА)

А.С. Долгаль[1], Д.Ф. Калинин[2]

[1]Горный институт УрО РАН, г.Пермь, [2]ВИРГ-Рудгеофизика, г.Санкт-Петербург

В пределах Норильского района размещаются крупнейшие медно-никелево-платиновые месторождения мира. Одной из основных стратегий расширения и укрепления минерально-сырьевой базы действующих горно-добывающих предприятий Большого Норильска в современных экономических условиях является широкое использование дистанционных методов изучения недр и повышение их геологической эффективности.

Основной задачей представленных в докладе исследований являлось обнаружение и локализация дифференцированных интрузий габбро-долеритов, перспективных на медно-никелево-платиновое оруденение, залегающих под туфолавовой толщей. Мощность толщи достигает 1.5-2 км и более. В качестве исходных данных использовались результаты крупномасштабных гравиметрической и аэромагнитной съемок масштаба 1:25000 – 1:50000,

выполненных в центральной части Норильского района на площади около 16 тысяч кв. км в период с 1956 г. по 2002 г .

Несмотря на то, что рудоносные интрузии норильско-талнахского типа характеризуются повышенными значениями плотности (2.86 – 3.03 г/см^3) и суммарной намагниченности (до 16 А/м) по отношению к вмещающим породам, выявить в наблюденных гравитационном Δg и магнитном $(\Delta T)_a$ полях аномальные эффекты от этих объектов крайне затруднительно. Причинами являются: сравнительно слабый уровень полезного сигнала; наличие интенсивных аномалий - помех, обусловленных физическими неоднородностями геологической среды; специфические искажения аномалий, связанные с горным рельефом местности и т.д. Это предопределило необходимость применения современных компьютерных интерпретационных технологий «ВЕКТОР» и «MultAlt» для решения прогнозно-поисковых задач по материалам гравиразведки и магниторазведки.

На первом этапе результаты крупномасштабных гравиметрических и аэромагнитных съемок, хранящиеся в базах данных ПО «Норильскгеология» интерпретировались методом векторного сканирования, разработанным в Горном институте УрО РАН под руководством В.М. Новоселицкого. С использованием компьютерной технологии «ВЕКТОР» были построены карты трансформант и объемные диаграммы, приближенно характеризующие распределение плотностных и магнитных неоднородностей в геологической среде до глубин порядка 25-30 км.

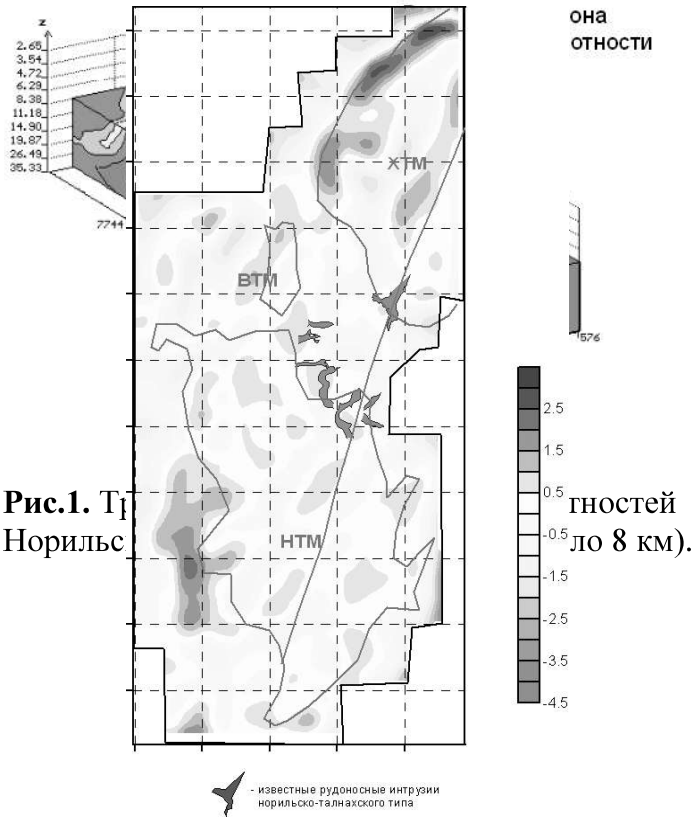


Рис.1. Т гностей
Норильс ло 8 км).

Выделены региональные магмоподводящие зоны северо-северо-восточного простирания, имеющие пологую дугообразную форму и обладающие неоднородным внутренним строением. Выявлены особенности глубинного строения территории, предположительно контролирующие размещение богатого медно-никелево-платинового оруденения (рис. 1). Зафиксированы локальные положительные грави-тационные и магнитные

аномалии, обусловленные источниками, сосредоточенными в горизонтальном слое с эффективной глубиной нижней кромки 3 – 4 км (рис. 2). Наиболее вероятной геологической природой этих аномалий является наличие рудоперспективных объектов - интрузий базит-гипербазитового состава.

Необходимо отметить, что с середины 90-х годов прошлого века для решения прогнозно-поисковых задач в сложных физико-геологических условиях Норильского района достаточно успешно применялась интерпретационная технология, основанная на комплексном многовариантном формализованном анализе геопотенциальных полей, в значительной степени очищенных от влияния известных геологических объектов, регионального фона, негармонических помех; приведенных к единой горизонтальной плоскости («поверхности наблюдений»). Результаты векторного сканирования в ряде случаев близки к результатам, полученным с использованием вышеописанной технологии (рис. 3).

Рис. 2. Разностная составляющая гравитационного поля, обусловленная источниками, сосредоточенными в горизонтальном слое с эффективными глубинами 1-4 км.

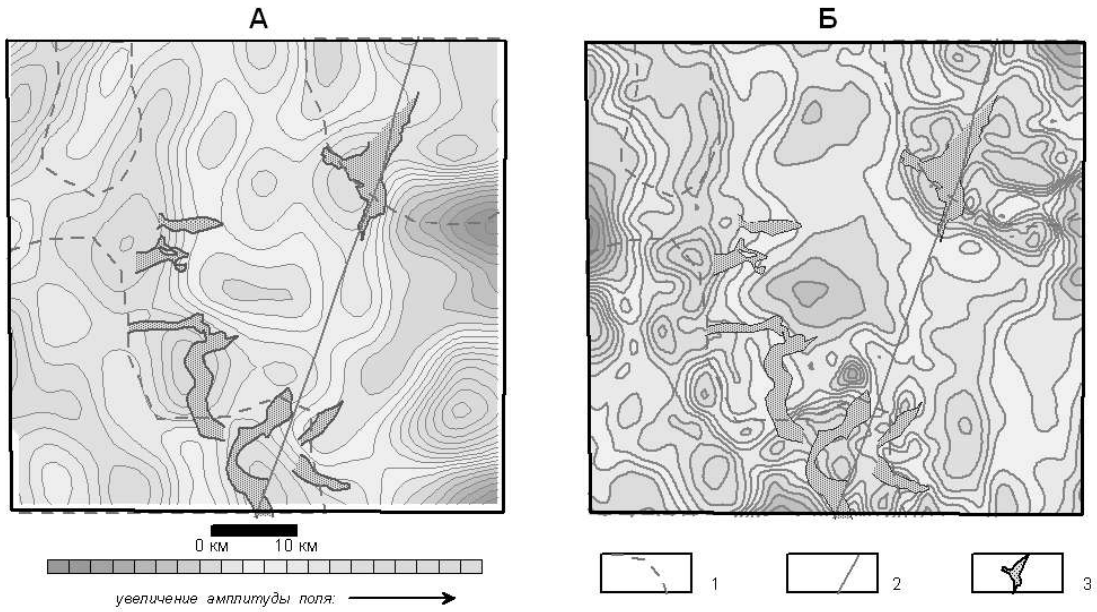


Рис. 3. Сопоставление результатов: **А** - томографической интерпретации в системе ВЕКТОР (аномалии от горизонтального слоя с эффективными глубинами 1 - 4 км); **Б** - технологии, использующейся в ПО "Норильскгелогия" (локальные аномалии на уровне 750 м с предварительным геологическим редуцированием поля)
1 - границы трапповых мульд; 2 - Норильско-Хараелахский разлом;
3 - рудоносные интрузии

Авторы доклада полностью разделяют мнение академика В.Н. Страхова о том, что «все реально функционирующие компьютерные технологии должны

включать специальные процедуры анализа ситуации и принятия решений, основанные на использовании методов распознавания образов».

Поэтому на втором этапе интерпретации многомерные данные, полученные с помощью системы «ВЕКТОР» (различные трансформанты гравитационного и магнитного полей) анализировались с помощью компьютерной технологии MultAlt. Технология реализует универсальные алгоритмы прогноза и картирования альтернативных геологических объектов по данным произвольных наборов количественных и качественных геолого-геофизических признаков и обеспечивает контролируемое повышение эффективности результатов по мере накопления информации. При этом используются вероятностные критерии эффективности решающих правил, позволяющие численно оценивать надежность и информативность каждой конкретной задачи, а также выполнять априорный выбор наиболее рациональной совокупности геоданных.

Для эталонной выборки (848 значений), зафиксированных над известными месторождениями Норильского и Талнахского рудных узлов, отчетливо прослеживается тенденция к унимодальности гистограмм трансформант гравитационного и магнитного полей при малых коэффициентах трансформации. При выполнении двухальтернативного (месторождение - вмещающая среда) прогноза было выбрано пороговое значение апостериорной вероятности ≥0.7, для оценки комплексной эффективности прогноза использовались следующие параметры: True - средняя по альтернативам вероятность правильных решений; False средняя по альтернативам вероятность ошибочных решений; Inf (%) – информативность (относительный прирост информации об альтернативных объектах, полученный в результате использования комплекса признаков по отношению к предшествующей априорной неопределенности).

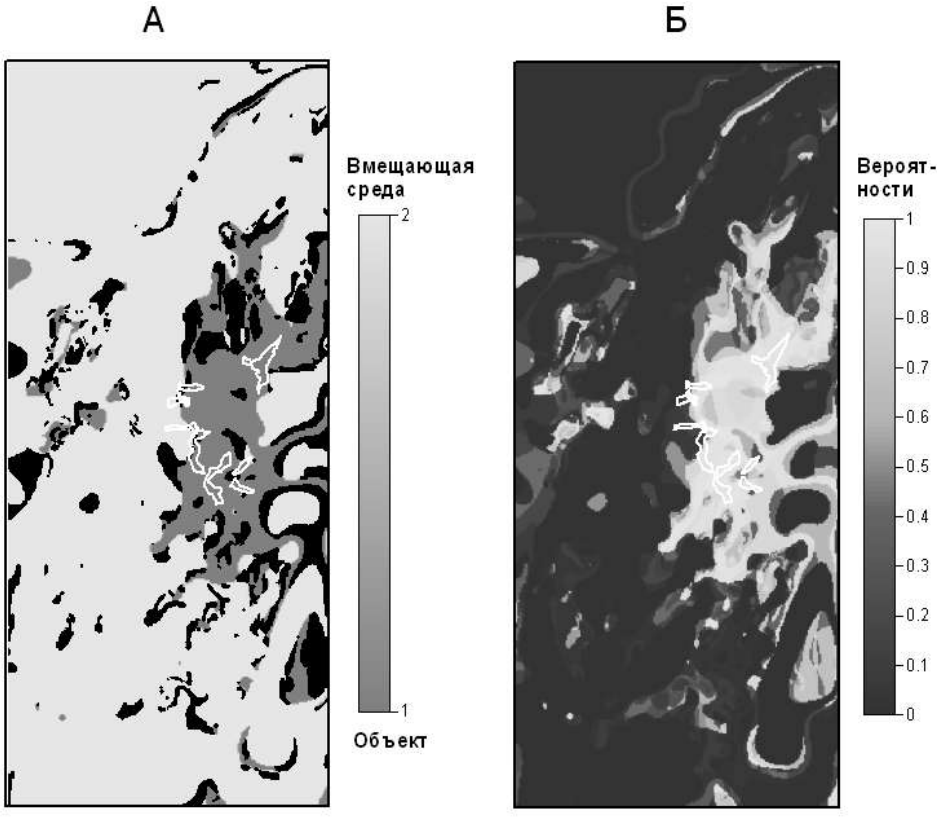


Рис. 4. Прогнозные карты, построенные с применением компьютерной технологии MultAlt: А – прогноз с пороговой вероятностью 0.7;
Б – вероятности целевого объекта прогноза.
Примечание: белым цветом нанесены контуры известных рудоносных интрузий.

Оценка комплексной эффективности прогноза по 6 признакам (рис. 4) дает следующие результаты: True - 0.915, False – 0.085, Inf – 69.35 % (использованы 3 пары локальных компонент полей соответственно для коэффициентов трансформации 0.05, 0.20 и 0.50).

Следует отметить, что указанные меры эффективности реализуются *в среднем* для искомых альтернатив прогноза (в данном случае – одной «целевой» и одной «фоновой»). Это значит, что при обработке массивов данных в ряде точек возможно получение ошибочных решений, причем номера и координаты точек с ложными результатами остаются неизвестными. Чем больше будет значение False, тем больше будет ошибочных решений. Поскольку использование комплекса признаков увеличивает число правильных решений, представленных, в частности, компактными сосредоточениями точек в пределах контуров с высокими значениями апостериорных вероятностей, отдельные точки с ложными результатами в пределах этих компактных сосредоточений мало влияют на общую картину, отображаемую на прогнозных картах.

Первый опыт использования векторного сканирования в сочетании с распознаванием образов в условиях Норильского района свидетельствует о целесообразности применения указанного подхода для комплексной интерпретации при решении прогнозно-поисковых задач. В качестве дальнейших направлений исследований предлагается оценить возможность

обнаружения новых месторождений богатых медно-никелево-платиновых руд на сопредельных Норильскому району территориях, базируясь на глубинных геофизических рудоконтролирующих факторах. Для этого провести интерпретацию материалов среднемасштабных гравиметрических и аэромагнитных съемок западного фаса Сибирской платформы на площади порядка 300 000 кв. км с применением системы «ВЕКТОР» и компьютерной технологии «MultAlt».

ОЦЕНКА ФРАКТАЛЬНЫХ СВОЙСТВ ВЫЗВАННОЙ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ В СКВАЖИНЕ

В.В. Дрягин [1], Д.Б. Иванов [2], В.Е. Рок [3]
[1]НПФ «Интенсоник», [2] ИГ УрО РАН, [3]ВНИИГеосистем

Анализ высокочастотного шума при сейсмических наблюдениях показал, что он не может трактоваться как случайная помеха и относится к информации характеризующей особенности процессов в горном массиве при любом виде воздействия на него. В работе [1] сделана попытка создать модель возможного механизма генерации высокочастотного шума, основанная на уплотнении гранул грунта в волне сжатия при землетрясении и тем самым, изменении структуры порового пространства, состоящего из отдельных частиц и контактов между ними. Показано, что статистические характеристики высокочастотного сейсмического шума (ВСШ) обладают свойствами фрактального броуновского движения и могут быть описаны параметрами корреляционной размерности детерминированной динамической системы. Корреляционная размерность странного аттрактора такой системы отличается от размерности «белого шума» по индексу Харста и является адекватным отражением свойств исследуемой среды.

Поиск системы количественного анализа динамических процессов происходящих в насыщенной пористой среде при акустическом воздействии на нее показал возможность применения выше указанного способа для исследования вызванной сейсмоакустической эмиссии в скважине. В результате наблюдений вызванной сейсмоакустической эмиссии (САЭ) в продуктивном пласте коллекторе до и после акустического воздействия была обнаружена закономерность возрастания энергии САЭ в нефтенасыщенном пласте [2]. Это было положено в основу новой комплексной технологии, позволяющей решать задачу обнаружения углеводородов и селективно восстанавливать фильтрационные характеристики пластов, методом акустического воздействия.

Суть метода каротажа сейсмоакустической эмиссии до и после акустического воздействия, сводится к регистрации энергии сигнала САЭ в процессе последовательного сканирования в скважине по разрезу продуктивных пластов измерительного зонда, в составе которого находятся

приемники и излучатель мощного акустического поля [3]. При этом по регистрируемому сигналу САЭ, вычисляется спектральная плотность его энергии в заданном частотном диапазоне. Спектральная плотность энергии вычисляется во всем регистрируемом диапазоне частот, от десятков герц до 20 кГц, и/или в нескольких в нескольких представительных диапазонах. Данные по вычисленной энергии регистрируются затем в виде каротажных диаграмм пригодных для геофизической интерпретации.

При вычислении энергии используется спектральный анализ сигнала САЭ, в котором заложено усреднение по текущему времени регистрации сигнала. Это обстоятельство является серьезным препятствием для детального анализа процесса генерации вызванной эмиссии, так как в этом случае можно сравнивать только начальное состояние сигнала и конечное, хотя и такое сравнение несет полезную информацию.

Для анализа физического процесса изменения свойств насыщенной пористой среды, который должен производится в данных условиях, а именно во время выполнения геофизических исследований скважины, нужен соответствующий метод анализа динамических систем. Кроме того, время на регистрацию сигнала САЭ после акустического воздействия ограничено скоростью каротажа, которая не должна быть меньше минимальной, порядка 60м/час и таким образом, время для записи сигнала отводится в пределах нескольких десятков секунд, с учетом времени воздействия.

Фрактальные свойства сигналов САЭ, как фоновые до воздействия, так и после воздействия оказались достаточно четко выраженными в результате вычисления автокорреляционной функции приращений сигнала во времени. Вызванная сейсмоакустическая эмиссия во времени соответствует непрерывному гауссовскому процессу: $X = (X_t)_{t>0}$, обладающему свойствами фрактального броуновского движения с показателем Харста (H) и дисперсией

$$DX_t = t^{2H} \qquad 0 < H < 1 \qquad (1).$$

Спектр этого сигнала не является постоянным на всех частотах, а $H \neq 0.5$ и таким образом САЭ отличается от характеристик «белого шума» (рис.1).

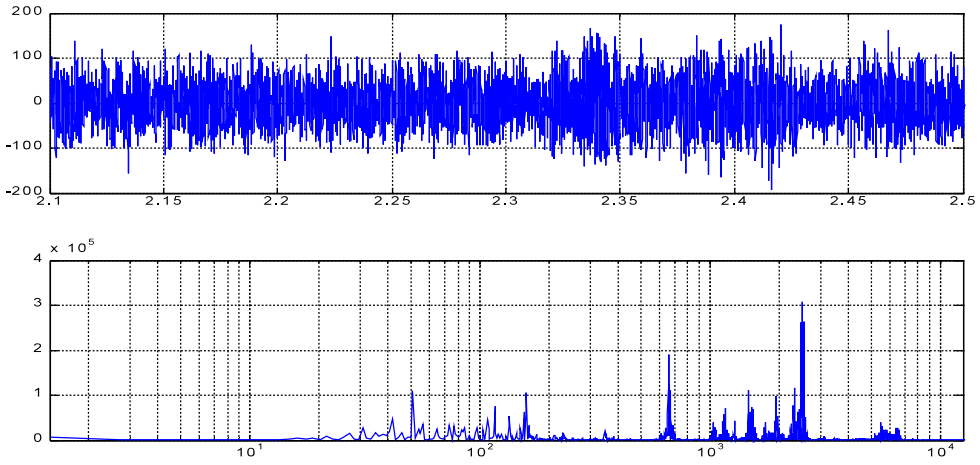


Рис. 1. Сигнал САЭ и его спектр до акустического воздействия в точке записи 2065м скважины №1964 Быстринского месторождения.
Обозначения: верхний график амплитуда в мВ, время в секундах, нижний график - амплитуда гармоник в (м/с^2)*E-5, частота в Гц.

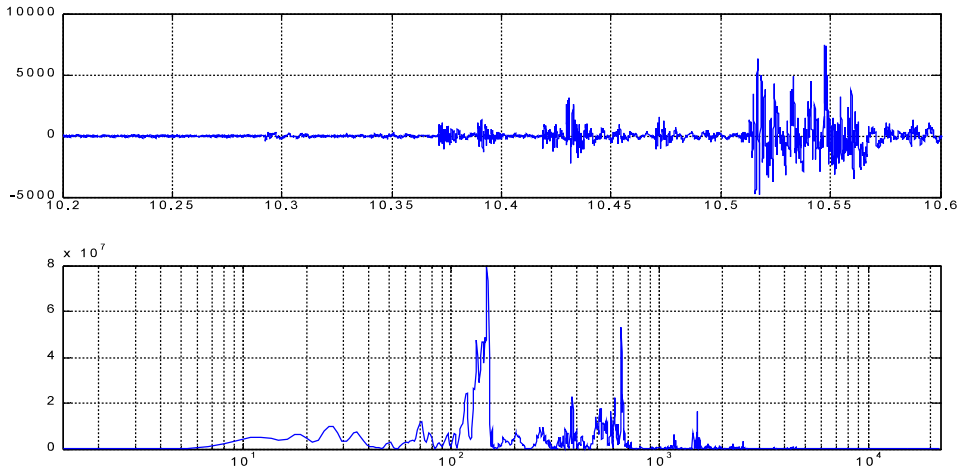


Рис. 2. Сигнал САЭ и его спектр после акустического воздействия в той же точке записи. Обозначения как на рис. 1.

Из описания постоянно наблюдаемых в скважинах сигналов САЭ после акустического воздействия, подобных рис.2 следует, что траектория X_t порождается некоторой детерминированной динамической системой [1] и значит для нее можно вычислить размерность странного аттрактора. Для вычисления этой размерности использовался метод корреляционного интеграла [1,4].

$$C(r) = 2/N^2 \sum_{n=1}^{N} \sum_{i=1}^{N-n} H\left(r - \left\|X_i - X_{i+n}\right\|\right) \qquad (2)$$

где $H(x)$ - единичная функция Хевисайда,
r – Масштаб амплитуды огибающей,
N – Максимальное число отсчетов выборки сигнала САЭ.

В этой скважине во время проведения исследований на состав – приток стандартными методами ГИС, были выполнены работы по оценке характера текущей насыщенности продуктивного пласта методом каротажа сейсмоакустической эмиссии по технологии каротаж - акустическое воздействие – каротаж. Сигналы САЭ записанные до и после акустического воздействия обрабатывались как традиционным методом Фурье анализа и построения каротажных диаграмм [3], так и методом корреляционного интеграла.

Цель определения индекса Харста было нахождение признака идентифицирующего структуру порового пространства насыщенного пластовой жидкостью, а также возможные изменения структуры под действием акустического поля. Скважина продуктивная, дебит нефти на депрессии обеспеченной компрессором и рассчитанный по коэффициенту восстановления уровня, составил 8 т/сут.

Для сигналов САЭ, фоновой записи(рис. 1) и после акустического воздействия (рис 2) были вычислены корреляционные интегралы, и индекс Харста в масштабе амплитуд в котором наблюдаются прямолинейные участки в двойном логарифмическом масштабе означающие степенную зависимость C(r) от r (рис. 3).

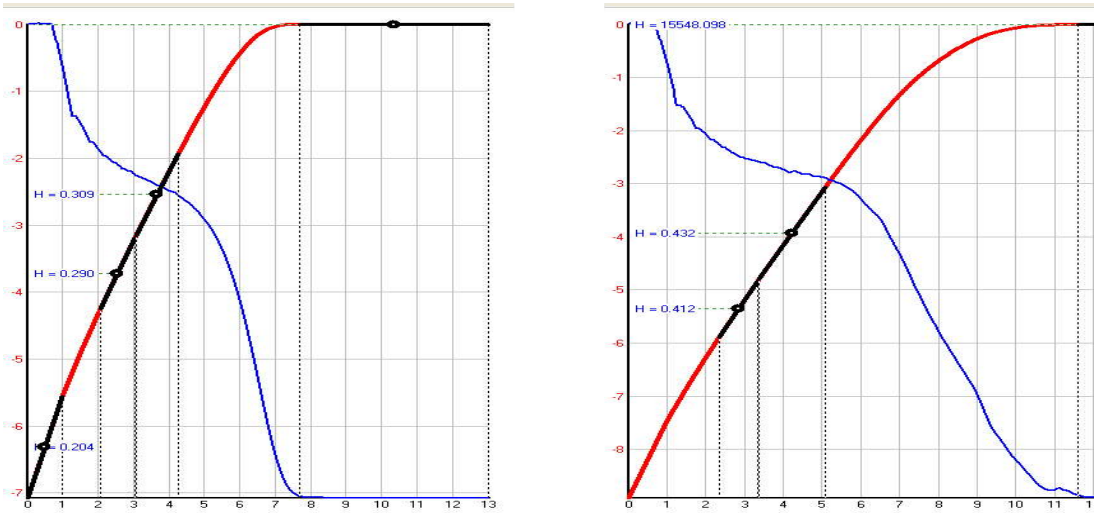
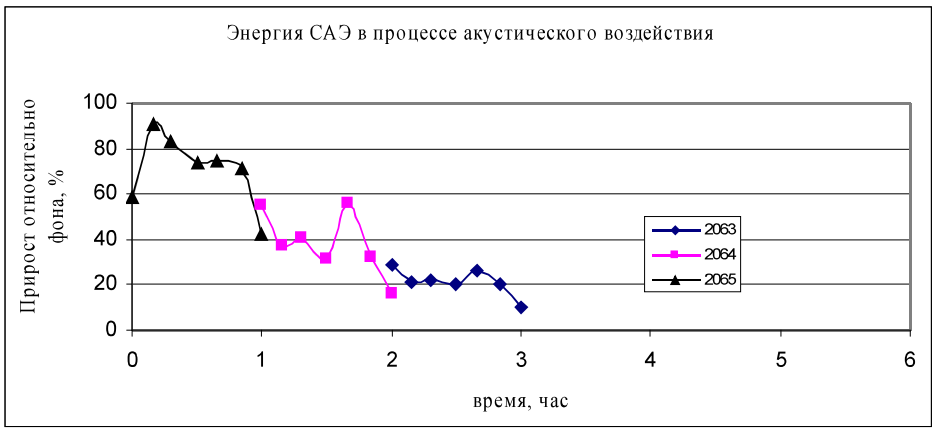


Рис. 3. Корреляционный интеграл C(r) в зависимости от масштаба амплитуды (r) для одной точки записи САЭ на глубине 2065 м, до акустического воздействия (левый график) и после акустического воздействия (правый график).

После акустического воздействия значения индекса Харста в этой точке продуктивного пласта изменились на 30%. Очевидно эти изменения связаны с изменением структуры порового пространства в отношении баланса жидкой и газовой фазы после воздействия.

Динамика энергии САЭ в процессе акустического воздействия на весь пласт (рис 4) коррелируется с результатами измерения дебита скважины, которые проводились в процессе ГИС и испытания скважины. Так после

воздействия коэффициент восстановления уровня в скважине после акустического воздействия увеличился с 4м/час до 20м/час, что равносильно кратному увеличению дебита за счет увеличения проницаемости



прискважинного пространства пласта. Акустической обработке подвергались три точки пласта в течение 10 минут, по шесть раз каждая с последующей записью сигнала САЭ в течение 20 секунд. Динамика сигнала САЭ носит затухающий характер, вероятно отражающий процесс уменьшения депрессии.

Рис. 4. Динамика энергии САЭ в процессе акустического воздействия на прискважинное пространство продуктивного пласта $АС_7$.

Таким образом, процессы переноса и преобразования энергии в многокомпонентной и гетерофазной пористой геологической среде сопровождаются сейсмоакустической волновой эмиссией. Анализ динамических свойств, которой может служить источником информации о нелинейных свойствах такой среды, о ее вещественном составе и о протекающих в ней механических, геохимических и электромагнитных процессах, благодаря возможности распространения этих волн и их регистрации удаленными сенсорами [2]. Исследование связи фрактальных свойств среды и регистрируемых сигналов эмиссионного характера представляется весьма важным для описания структуры насыщенного порового пространства и его изменений под действием физического воздействия на него различными способами [2,5].

Литература

1. *Мухамедов В.А.* О фрактальных свойствах высокочастотного сейсмического шума и механизмах его генерации. Физика Земли №3 1992. с.39-49
2. *Дрягин В.В. Кузнецов О.Л. Стародубцев А.А. Рок В.Е.* Поиск углеводородов методом вызванной сейсмоакустической эмиссии. Акустический журнал, 2005, Том 51. Выпуск «Геоакустика» с. 66-73
3. *Дрягин В.В., Кузнецов О.Л., Стародубцев А.А., Чертенков М.В.* Сравнительные испытания метода каротажа сейсмоакустической эмиссии для определения насыщенности коллекторов. Геоинформатика, 2004. №4 (12).

4. *Grassberger P., Procaccia I.* Characterizition of the strange attractors // Phys. Rev.Lett. 1983.V.50. #5. P.346-349.
5. *Рок В.Е.* Макроскопическое феноменологическое описание переходных волн в эффективной вязкоупругой среде соответствующей квазиоднородной фазе содержащей мультифрактальные включения.// Геоинформатика. -2004. №2. с 29-36.

ТЕХНОЛОГИЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ НА ОСНОВЕ ФОРМАЛИЗАЦИИ ЗНАНИЙ

О.В. Дударева, В.В. Ломтадзе

Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск

Рассматриваемая в статье технология прогнозирования разрабатывалась в рамках научного направления, развитого В.В.Марченко в 80-х годах XX столетия. Несмотря на красоту идей, этот подход, основанный на использовании картографической информации и на формализации знаний, до сих пор не применяется широко в производственных масштабах. Вероятно, это можно объяснить двумя причинами: узкой специализацией геолого-геофизических исследований и сложностью технологии. Вторую причину мы и попытались устранить, предельно упростив технологию, реализация которой была выполнена в рамках идеологии геоинформационного анализа, основанной на классификации геоданных по уровням обобщения информации.

Уровень обобщения информации	Цели и основные задачи обработки и анализа данных	Методы обработки и анализа данных
1. Первичные данные	Минимизация влияния негеологических факторов: рельефа местности, геометрии системы наблюдений и др.	Стандартная обработка данных конкретного геолого-геофизического метода
2. Поля различных геофизических, геохимических и геологических признаков.	1) Формирование «признакового пространства»: интерполяция в узлы квадратной сети, расчет в скользящих окнах характеристик полей для узлов сети; построение карт. 2) Статистический анализ данных с целью выявления связей и других закономерностей. 3) Прогнозирование и выделение локальных геологических объектов (интрузий, структур, тектонических нарушений, зон улучшенных коллекторских свойств, проявлений вторичных геологических процессов и т.п.) и оценка их параметров.	Методы интерполяции и разделения полей, расчета их статистик и других характеристик в скользящих окнах, построения карт. Одномерный, факторный, корреляционно-регрессионный анализ и пр. Распознавание образов, построение карт вероятностей обнаружения целевых объектов, решение «прямых» и «обратных» задач – переход от априорных оценок параметров объектов к апостериорным оценкам.
3. Выделенные геологические объекты,	Прогнозирование геосистем: рудных полей, нефтегазовых провинций и полей, месторождений	Расчет вторичных картографических признаков для узлов квадратной сети. Формализация знаний: выбор способа

формализованно описываемые как картографические.	и залежей, площадей, пригодных для строительства крупных сооружений	квантования признаков и для каждой градации оценка вероятностей попадания объектов разных классов. Квантование признаков и расчет апостериорных вероятностей для узлов сети. Построение карт вероятностей обнаружения объектов.

Таблица содержит перечень основных целей и задач геоинформационного анализа на разных уровнях обобщения информации, а также перечень минимально необходимого набора методов, хотя возможно применение и многих других методов обработки и анализа данных. Важнейшим аспектом идеологии является то, что на втором уровне обобщения информации, как правило, еще не ставится задача обнаружения сложных геосистем (месторождений и др.) – эта задача решается уже на третьем уровне обобщения информации, причем важнейшим инструментом является формализация картографических (геологических) данных и знаний.

Для реализации перечисленных в таблице методов обработки и анализа данных второго и третьего уровней обобщения был создан программный комплекс GIA – «Геоинформационный анализ». В нем для хранения данных используется реляционная система управления базами данных, причем большое внимание уделено динамическому созданию таблиц массовых данных, т.к. в геологии обычно заранее не известен состав записей таблиц.

Картографические объекты используются не только для формализации геологической и административно-географической информации, но также для указания контуров построения карт, для оконтуривания эталонных областей, для задания дополнительных точек, в которых прямые измерения не проводились, но значения некоторых признаков известны по геологическим данным.

Особенностью технологии, резко облегчающей обработку и анализ данных, является комплексность решения задач. Например, при решении задач анализа полей (второй уровень обобщения информации) не надо сначала интерполировать данные, затем строить карту, затем наносить на нее картографические объекты – все это делается автоматически после того, как пользователь выбрал контур для получения карты, признаки, метод интерполяции, масштаб карты, шаг дискретизации и выносимые картографические объекты. Можно также задать «ключи» к координатам, и тогда на карту будет нанесена сетка географических координат – меридианы и параллели.

В данной статье мы не будем останавливаться на алгоритмах и методах анализа полей, т.е. данных, относящихся ко второму уровню обобщения информации, а уделим внимание реализации технологии геологического прогнозирования на третьем уровне обобщения информации.

Технологически данные третьего уровня обобщения формализованно представляются в форме картографических геологических объектов,

описываемых идентификатором (сокращенное обозначение, например, ZR1 - зона разлома первого типа, AS - антиклинальная структура), типом (линейный объект, замкнутый контур и т.п.) и координатами. Именно данные этого уровня обобщения наиболее информативны для прогноза сложных систем геологических объектов (например, месторождений) и сложных явлений (например, уровня сейсмичности территорий). При этом использование картографической информации сочетается с применением системно-модельного подхода, который заключается в поиске не копий месторождений (хотя бы приблизительных), а образов-моделей [3], причем под моделью понимается схема расположения тех факторов прогноза (условия генерации, концентрации и сохранности), которые являются индикаторами промышленных залежей полезного ископаемого.

При таком прогнозе основную роль играют отношения соседства и вложенности и знания, для формализации которых удобно использовать условные вероятности. Технология формализации отношений соседства и вложенности была предложена В.В.Марченко [5]. Эта технология основывается на расчете так называемых вторичных картографических признаков. На территорию как-бы "набрасывается" квадратная сеть, и для каждого узла сети рассчитывается расстояние до ближайшего картографического объекта каждого типа. Если узел сети находится внутри объекта, например, внутри антиклинальной структуры, то значение вторичного картографического признака AS изменит свой знак - так формализуется отношение вложенности. Если узел сети находится поблизости от объекта, например, от зоны разлома первого типа, то значение вторичного картографического признака ZR1 будет небольшим - так формализуется отношение соседства. Точные значения расстояний от узла до картографических объектов для прогноза не требуются. Поэтому значения вторичных картографических признаков (расстояния) квантуются с учетом принятой модели объектов. Например, при поисках скарновых месторождений, важно знать, где находится узел сети: в центральной части интрузии, в зоне эндоконтакта, в зоне экзоконтакта или же на отдалении от интрузии. Значит, в этом примере для квантования вторичного картографического признака целесообразно использовать четыре градации возможных значений расстояния от узла до границы интрузии. Если для каждой градации указать вероятности попадания точек, принадлежащих месторождению и не принадлежащих ему, то тем самым будут формализованы знания о приуроченности искомого скарнового месторождения к контактам интрузии. Аналогично формализуются и другие знания.

Результаты комплексного анализа данных третьего уровня обобщения обычно представляются в виде прогнозных карт, например, карт апостериорной вероятности существования объектов определенного типа [4]. Изменяя набор используемых признаков, граничные значения их градаций и значения условных (интуитивных [2]) вероятностей, можно получать разные карты перспективности, моделируя тем самым разные геологические гипотезы. Рассмотрим технологию такого прогнозирования на примере регионального

прогноза нефтегазоносности для части Сибирской платформы, включающей Иркутскую область и юг Якутии.

Исходные данные для прогнозирования были взяты с изданных карт [6,7]. Известно [1], что крупные месторождения углеводородов обычно находятся в отношениях соседства с глубинными разломами, а также в отношениях соседства и вложенности с купольными структурами. Поэтому именно эти картографические объекты были введены в базу данных, а знания об этих факторах прогноза были выражены через соответствующие условные вероятности. Например, значения вторичного картографического признака Z1 (глубинные разломы) были разбиты на три градации: от 0 до 50 км (зона непосредственного влияния разлома), от 50 до 100 км (зона косвенного влияния) и более 100 км. Для каждой градации экспертно были заданы условные вероятности: вероятности попадания в градацию узлов сети, принадлежащих месторождениям (0.5, 0.3, 0.2 – для градаций 1, 2, 3) и вероятности попадания в эти градации узлов сети, не принадлежащих месторождениям (0.2, 0.2, 0.6). Так были формализованы знания о разломах Z1, Z4 и о купольных структурах CP1, CP2. Далее была использована технология получения прогнозной карты (Рис. 1).

Для пользователя эта технология предельно проста. В соответствующем диалоговом окне надо выбрать контур построения карты, ее масштаб, шаг сети, факторы прогноза, указать картографические признаки (кроме факторов прогноза), которые также желательно нанести на карту, а также при желании установить флажок «Нанести сетку географических координат». После этого автоматически формируется и выполняется граф обработки данных, завершающийся построением карты, приведенной на рис. 1. На этой карте известные крупные месторождения попадают в области, где рассчитанная апостериорная вероятность наличия целевых объектов, как правило, превышает 0.5. Для совершенствования прогноза можно привлечь дополнительные факторы, возможно, изменить границы градаций и условные вероятности. Таким образом, формализация знаний на основе задания условных (интуитивных) вероятностей приближает исследователей к пониманию изучаемого явления, и, следовательно, системно-модельный подход направлен на то, чтобы понять явление в принципе, раскрыть закономерности.

Литература

1. *Барышев А.С.* Методология применения геофизических критериев при крупномасштабном прогнозировании месторождений твердых полезных ископаемых//Геофизические исследования при поисках и разведке полезных ископаемых в Восточной Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985.
2. *Гольцман Ф.М.* Физический эксперимент и статистические выводы: учеб. пособие. - Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. – 192 с.
3. *Еганов Э.А.* Системно-модельный подход к решению поисковых задач//Методология и теория в геологии. - Киев: Наукова думка, 1982.

4. *Ломтадзе В.В.* Программное и информационное обеспечение геофизических исследований. - М.: Недра, 1993. – 268 с.
5. *Марченко В.В.* Человеко-машинные методы геологического прогнозирования. - М.: Недра, 1988. – 232 с.
6. Перспективы нефтегазоносности купольно-сводовых структур с учетомкомплексной оценки термобарической и геолого-тектонической (данные А.С.Барышева, В.И.Закузенного, Л.Е.Юрловой) характеристики юго-восточной части Сибирской платформы. Масштаб 1:1000000. Топооснова изготовлена путем пантографирования с карты м-ба 1:2500000 ГУГК при СМ СССР. М., 1977.
7. Карта палеосводовых купольно-сводовых поднятий юга Сибирской платформы. МинГео СССР, ВостСибНИИГГиМС. Топооснова снята с карты БАМ м-ба 1:250000 ГУГиК при СМ СССР, М, 1982.

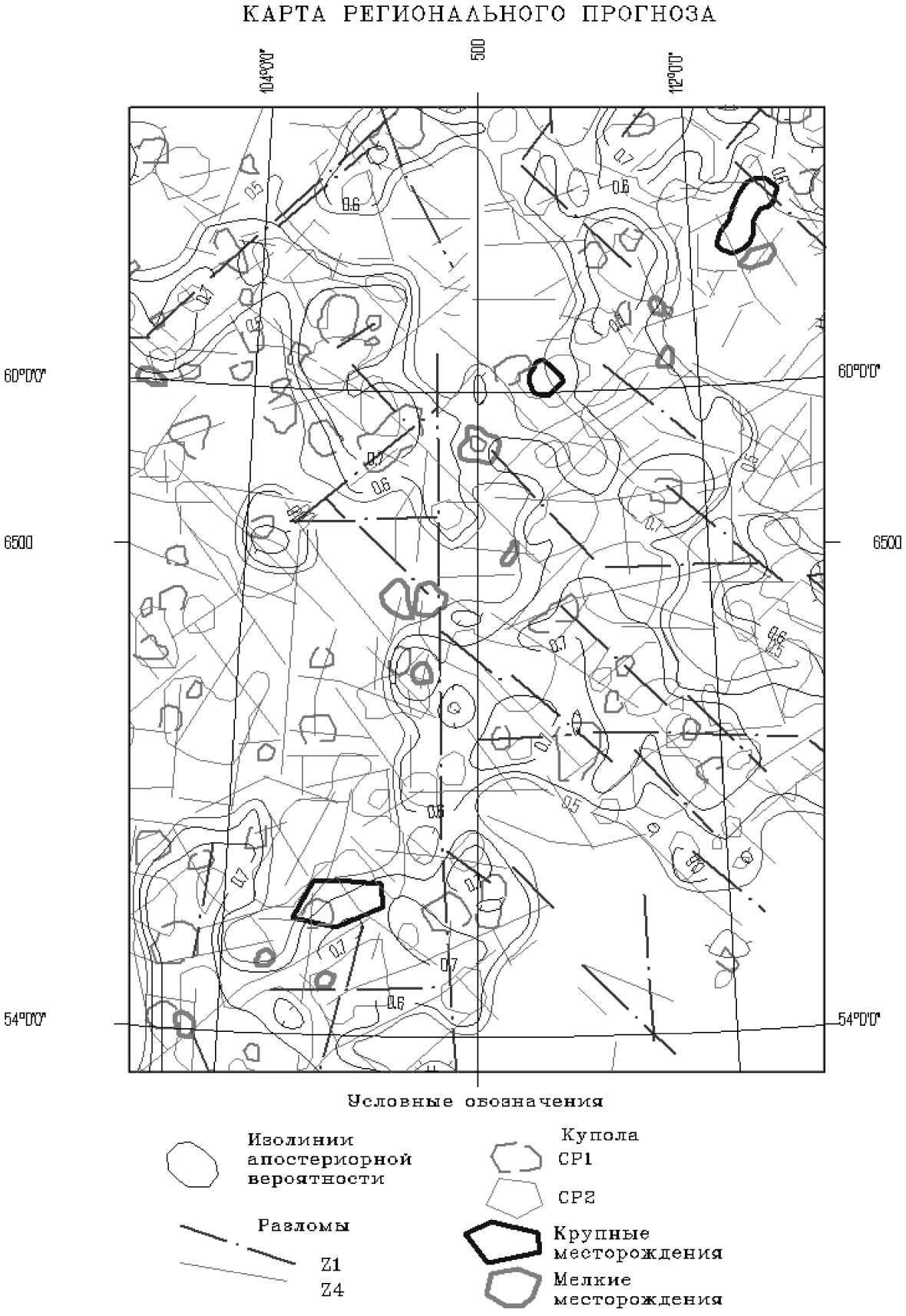


Рис. 1 . Региональный прогноз нефтегазоносности на основе формализации знаний

НОВЫЙ СПОСОБ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ И ЕГО ИНФОРМАЦИОННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ

Р.Б. Журавлёва

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Ранее нами был обоснован новый вариант зондирований/1,2/ с использованием в качестве информационного (измеряемого) параметра отношения амплитуд компонент $E_\varphi / H_z = \omega\mu r \cdot e_\varphi / h_z$ или величины $|G3)| = |e_\varphi - h_z)/2|$ в поле вертикального магнитного диполя (ВМД); здесь e_φ , h_r , h_z - электромагнитные числа , определяемые нормировкой соответствующих компонент на величину первичного поля. Для горизонтально-слоистой модели структуры на основе принципа взаимности величина $e_{\varphi м}$ в поле магнитного диполя совпадает с $h_{zэ}$ в экваториальной установке с возбудителем типа горизонтального электрического диполя (ГЭД). Следовательно, необходимые измерения могут быть эффективно реализованы с комбинированным источником (ВМД + ГЭД) типа использованного нами ранее при импедансных измерениях /3/. При этом достаточно одним и тем же датчиком измерять только вертикальные компоненты $h_{zм}$ и $h_{zэ}$ при простом переключении генератора с петли на заземлённый провод.

Возможности таких зондирований при использовании амплитудных измерений показаны на рис.1, где представлен типичный для рудного Урала разрез с верхним слоем наносов и с погруженным электропроводным горизонтом, моделирующим рудную зону с различной глубиной залегания. Приведены кривые кажущегося удельного электросопротивления, определяемого как

$$\rho_{ef} = \omega\mu r^2 / (kr)^2_{ef} , \qquad (1)$$

где величина $(kr)_{ef}$ соответствует волновому параметру однородного полупространства, при котором измеренная величина $F(r, \omega)$ равна соответствующей компоненте (или комбинации компонент) поля однородного полупространства, однозначно зависящей от $(kr)_{одн}$. При этом используется разработанная нами программа 5-точечной интерполяции по Лагранжу. Для сравнения на рис.1 приведены результаты интерпретации для нового варианта зондирований с измерением $|h_{zэ}/h_{zm}|$ (сплошные кривые) и для стандартного варианта зондирований с измерением отношения $(|h_z/h_r|)_m$ в поле ВМД (пунктир). Показаны возможности частотного и изопараметрического зондирований. Видно, что частотные кривые $\rho_{ef}\,(|h_{zэ}/h_{zm}|)$ лучше разрешимы по сравнению с $\rho_{ef}\,(|h_z/h_r|)_m$, прекрасно фиксируют наличие контрастного проводника в разрезе ***(а)***, и хорошо виден тип разреза , тогда как по $\rho_{ef}\,(|h_z/h_r|)_m$ определить его трудно. В изопараметрическом варианте зондирования ***(б)*** информативность зондирований примерно одинакова, хотя проводник всё-таки более контрастно выделяется при комплексировании. Чётко видно, что при измерении отношения $|h_{zэ}/h_{zm}|$ для выявления погружённого проводника нужны разносы примерно вдвое меньшие, чем при измерении $(|h_z/h_r|)_m$, либо частоты,

соответственно, в 4 раза более высокие, что является принципиальным преимуществом предлагаемого типа зондирований, т.к. с увеличением разноса значительно уменьшаются величины измеряемых компонент поля, а измерения при очень низких частотах обычно осложнены помехами и трудно осуществимы. Использование новых информационных параметров обеспечивает более высокую разрешающую способность и позволяет выявлять глубинные объекты при меньших разносах и более высоких частотах, когда измеряемый сигнал не слишком мал и превышает порог чувствительности аппаратуры.

а **б**

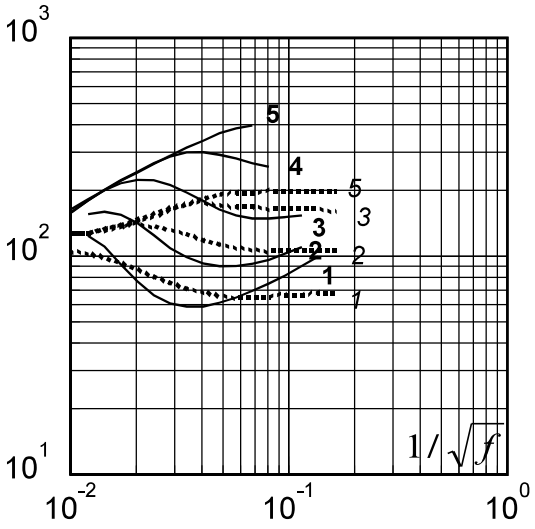


Рис.1. Изменение ρ_{ef} при изменении глубины залегания электропроводного слоя **а**-частотное зондирование, r=200м; **б**-изопараметрическое зондирование, $\sqrt{f}$ r = 4000.

ρ, Ом·м	50	1000	20	1000
h, м	20	Var	50	∞

1-h_2=50; **2**-h_2=100; **3**-h_2=200; **4**-h_2=400; **5**-h_2=800.

Возможности получения более полной информации о параметрах структуры и, главное, возможность привязки изменяющегося с изменением частоты или разноса удельного сопротивления к глубине изучались на основе анализа изменений амплитуды и фазы информационного параметра *G*, имеющего простое аналитическое выражение для однородного полупространства /1/:

$$G=(3e_{\varphi m}-h_{zm})/2 = (3h_{z\text{э}}-h_{zm})/2 = ReG + iImG = |G|e^{i\varphi} = (1+\chi r)e^{-\chi r}, \qquad (2)$$

где $\chi r = (\chi r)_{ef} = \sqrt{i\omega\mu/\rho_{ef}}$ -волновой параметр эквивалентного при данной частоте и разносе однородного полупространства. Величина ρ_{ef} по |G| определялась по описанной выше схеме.

Для подбора волнового параметра

$$q=q_{re}+iq_{im}= |q|e^{i\alpha}, \qquad (3)$$

такого, чтобы выполнялось соотношение (2) для ReG и ImG, разработана программа на основе метода итераций. Как и следовало ожидать, для однородного полупространства имеем $\alpha = \pi/4$, $|q| = |\chi r|_{ef}$; для структуры с проводником в основании $\alpha < \pi/4$, а для структуры с высокоомным основанием имеем $\alpha > \pi/4$. Для "привязки" получаемой величины ρ_{ef} к глубине следует перейти от модели эквивалентного однородного полупространства к модели эквивалентной 2^x-слойной среды и определить её характерные параметры ρ_1, h_1, ρ_2. Казалось бы, для определения трёх параметров необходимо иметь 3 независимых измерения, а не 2 (амплитуда и фаза). Для разрешения проблемы мы воспользовались давно высказанной идеей /4/, что в довольно широком диапазоне частот удовлетворительно работает соотношение

$$\chi_к = \chi_1 / {}^{CTH}_{TH}\left[\ \chi_1 h_1 + ar\ {}^{CTH}_{TH}\sqrt{(\rho_2 / \rho_1)}\ \right], \qquad (4)$$

из которого, как и в МТЗ, следует соотношение

$$\rho_k = \rho_1 * th^2\left[\ \chi_1 h_1 + arth\ \sqrt{(\rho_2 / \rho_1)}\ \right] = \rho_1 * cth^2\left[\ \chi_1 h_1 + arcth\sqrt{(\rho_2 / \rho_1)}\ \right] \qquad (5)$$

В предположении, что мы не имеем сведений о параметрах структуры, мы приняли за удельное сопротивление ρ_1 величину ρ_{ef}, определяемую по (1). Величину ${}^{CTH}_{TH}(\ldots)$ определяли как отношение

$$ZZ = {}^{CTH}_{TH}(\ldots) = |q/(\chi r)_{ef}|\ e^{i(\alpha-\pi/4)}, \qquad (6)$$

принимая получающееся значение за th(…), если $|ZZ1| >$ и за cth(…), если $|ZZ1| <$. Далее , используя соотношение

$$T = \chi_1 h_1 + ar\ {}^{CTH}_{TH}\sqrt{\rho_2 / \rho_1} = \begin{cases} 1/2\ clog((1+ZZ)/(ZZ-1)) & \text{при } |ZZ1| < \\ 1/2\ clog((1+ZZ)/(1-ZZ)) & \text{при } |ZZ1| > \end{cases} \qquad (7)$$

получали комплексную величину, в которой мнимая часть определяет (при известном ρ_{1ef} по (1)) величину

$$h_{1ef} = |ImT|\sqrt{2}\ r/\ |(\chi r)_{ef}8) \qquad ;|)$$

удельное сопротивление определяется из

$$\rho_2/\rho_1 = \begin{cases} th^2(ReT-ImT) & \text{при } \alpha < \pi/4 \\ cth^2(ReT+ImT) & \text{при } \alpha > \pi/4 \end{cases} \qquad (9)$$

Расчёты изменения удельного сопротивления с глубиной для различного типа структур с использованием (1) и (9) показали удовлетворительное согласие с моделью, а определение глубины по (8) плохо соответствовало истинной глубине. В результате численных экспериментов мы выбрали в качестве глубины, к которой следует отнести найденную величину ρ_{2k}, параметр

$$h_{1k} = \sqrt{2 h_{1ef}\delta}\ , \qquad \delta = r\sqrt{2}\ /|\chi r|_{ef}\ . \qquad (11)$$

На рис.2 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 (11) способа привязки

интерпретационных значений удельного электросопротивления к глубине. Видно, что интерпретация с использованием представления об "эквивалентной" 2^x-слойной структуре (б) позволяет более контрастно выделять её особенности. Отметим, что ассимптоты кривых ρ_{ef} и ρ_{2k} ыходят на ρ = 1000 , соответствующее удельному сопротивлению основания.

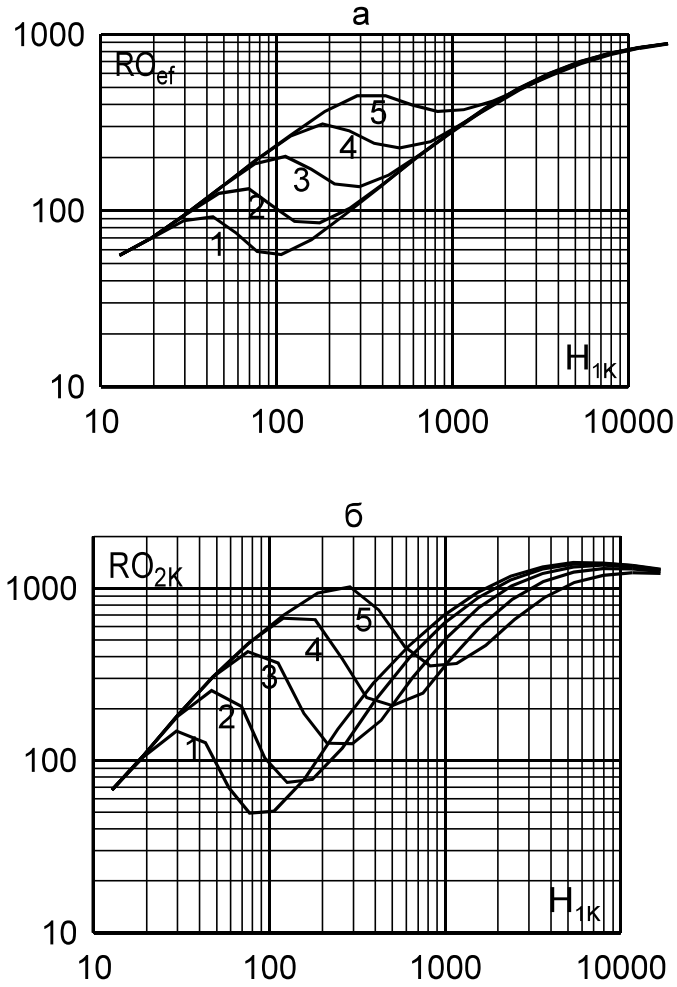


Рис. 2.
Зависимость ρ от кажущейся глубины залегания основания эквивалентной 2^x-слойной структуры; параметры модели как на рис.1;
изопараметрический вариант зондирования при $\sqrt{f}$ r = 4000
а- $\rho_{ef}(H_{1k})$; **б-** $\rho_{2k}(H_{1k})$

В докладе будут представлены результаты интерпретации по предложенной методике для различного типа структур.

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. *Титлинов В.С., Журавлёва Р.Б.* Система комплексных электромагнитных зондирований с управляемым источником поля и её применение//Российский геофизический журнал,1998, N11-12, с.50-54.
4. *Козулин Ю.Н.* К теории частотного электромагнитного зондирования многослойных структур. //Известия АН СССР, сер. геофиз., М.,1960,вып.8.

ВОЗМОЖНОСТИ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПО ГРАВИМАГНИТНЫМ И СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ В КОМПЬЮТЕРНОЙ ТЕХНОЛОГИИ «КОСКАД 3D»

С.В. Зиновкин

РГГРУ

В статье приводится описание методов, алгоритмов и результатов обработки данных глубинной сейсморазведки (ОГТ), гравитационных и магнитных наблюдений по участку регионального профиля 2-ДВ (с 300-го по 800-ый км) с использованием компьютерной технологии статистического и спектрально-корреляционного анализа геоданных «КОСКАД 3D».

Наиболее информативным геофизическим методом, лежащим в основе проводимых исследований литосферы, является глубинная сейсморазведка различных модификаций. К сожалению, проведение глубинных сейсмических исследований подобного характера встречает ряд трудностей, связанных с отсутствием достаточного опыта решения такого рода уникальных задач, как в России, так и за рубежом.

Очевидно, что для получения наиболее информативных и качественных конечных результатов интерпретации, необходим интегрированный подход, который сводится к совместному использованию не только широко известных способов обработки и интерпретации данных сейсморазведки, но и новых, современных и нестандартных подходов. К их числу можно отнести методы вероятностно-статистического анализа геофизической информации, хорошо зарекомендовавшие себя при интерпретации данных рудной геофизики, а также в процессе обработки и интерпретации данных потенциальных полей.

Кроме этого, в условиях, когда отсутствует практически любая достоверная информация о строении земной коры на глубинах более 7 км, особую роль при интерпретации данных глубинной сейсморазведки, играет информация, которая может быть получена в результате интерпретации данных гравиразведки.

●**Обработка данных глубинной сейсморазведки.** Опыт обработки и интерпретации достаточно представительного материала данных глубинной сейсморазведки, включающего региональные профиля Урал-Сейс, 1-ЕВ, 4-В и ряда профилей в Архангельской области, позволил выработать оптимальный граф обработки полей сейсмических параметров применительно к данным глубинной сейсморазведки в рамках компьютерной технологии «КОСКАД 3D»

[2]. Данный граф обработки включает три основных этапа.

1. Оценка статистических, корреляционных и градиентных характеристик данных глубинной сейсморазведки. Анализ корреляционных, статистических и градиентных характеристик обеспечивает получение дополнительной информации об особенностях распределения этих характеристик в сейсмическом разрезе, что позволяет более точно оценивать глубину залегания контактных поверхностей и положение тектонических блоков.

2. Использование методов адаптивной (одномерной, двумерной) фильтрации и межтрассовой корреляции. Применение этих методов позволяет более эффективно решать задачи исключения высокочастотных помех и оконтуривания областей повышенных энергий в условиях сильной нестационарности исходных данных, обеспечивая выделение слабоконтрастных геологических объектов в полях сейсмических параметров.

3. Классификация глубинного разреза по сейсмическим атрибутам рассчитанным с использованием технологии «КОСКАД 3D».

●**Обработка данных гравии-магнитометрии.** Обработка гравиметрических и магнитометрических наблюдений включала предварительную фильтрацию наблюденных полей ***dG, dT*** с целью исключения высокочастотной помехи, построение трехмерных моделей относительного распределения гравитационных и магнитных масс и расчета градиентных характеристик построенных моделей.

Построение трехмерной модели относительного распределения аномалиеобразующих масс осуществлялось с помощью нового алгоритма, включенного в компьютерную технологию «КОСКАД 3D». В основе алгоритма лежит нетрадиционной подход к решению подобного рода задач, базирующийся на построении полосового фильтра в окне «живой» формы. Применение такого фильтра позволяет корректно осуществлять полосовую фильтрацию в условиях нестационарности анализируемого поля. Полученный для определенного диапазона частот результат фильтрации отражает распределение и интенсивность источников на определенных глубинах. Проведение такой фильтрации с последовательным уменьшением значений граничных частот позволяет получить относительное распределение гравитационных и магнитных масс по глубине.

Еще в 60-годы, были предложены методы для решения обратных задач гравиметрии, которые базировались на методах спектрально-корреляционного анализа и линейной оптимальной фильтрации (метод Андреева Б.Л.). К сожалению это направление не получило полноценного дальнейшего развития и, более менее, удовлетворительные результаты были получены лишь для двумерных моделей. Поэтому вполне логичным было продолжить исследования в данном направлении в рамках компьютерной технологи статистического и спектрально-корреляционного анализа данных «КОСКАД 3D. В результате был разработан алгоритм, базирующийся на методах адаптивной фильтрации, позволяющий получать достаточно эффективные

решения, при построении гравитационных и магнитных моделей. Суть данного алгоритма сводится к выполнению следующих процедур:

1.Осуществляется последовательная двумерная адаптивная фильтрации поля в окне «живой» формы при размерах базового окна 3x3, 5x5, 7x7 и так далее до тех пор, пока размеры она не будут превышать величины 0.3 * L, где L – максимальные размеры анализируемой площади (ширина или высота анализируемой площади).

2. На выходе, после каждой из фильтраций получаются соответствующие результаты. При этом отличие между ними будет заключаться в следующем: чем больше ширина базового окна, тем меньше доля высоких частот будет содержаться на выходе фильтра. Таким образом, если из результатов фильтрации в окне 3x3, вычесть результат фильтрации в окне 5x5, то разность будет характеризовать интервал частот $\Delta\omega_{3,5} = \omega_3 - \omega_5$.

3. Известно, что чем больше глубина залегания анамалиеобразующего объекта, тем меньше частота, которая ему соответствует в спектре исходного поля. То есть каждому интервалу частот, можно поставить в соответствия определенный интервал глубин. Кроме этого глубина ***h*** связана с шириной базового окна фильтрации ***m*** соотношением ***h=0.333m.*** Поэтому, если полученное разностное поле отнести к соответствующей глубине, то вполне правомерным выглядит получаемое распределение источников гравитационного поля.

Расчет градиента характеристик для трехмерной модели осуществлялся с использованием процедуры «Градиентные характеристики геополей» [1]. Анализ градиента по глубине позволяет подчеркнуть горизонтальные границы изменения плотности.

● **Результаты обработки.** Исходный материал для проведения совместного анализа результатов обработки глубинной сейсмической информации и данных гравимагнитометрии включал: фрагмент регионального профиля 2ДВ (интервал 300 – 800 км), гравитационное ***dG*** и магнитное ***dT*** поле в пределах глубинного сейсмического профиля 2ДВ, изображенного точками (от 0-го км до 800-го км) (рис. 1, 2).

■ Анализ результатов обработки сейсмической информации и данных гравиметрии и магнитометрии позволяет говорить о наличии достаточно сильной корреляции между структурными элементами, выделяемыми в полях сейсмических параметров и основными блокам гравиметрической и магнитной модели, полученными с помощью технологии «КОСКАД 3D». Это, прежде всего, касается крупных блочных структур, выделяемых в полях сейсмических параметров и присутствующих в гравитационной модели. Отчетливо прослеживаются вертикальные границы между блоками, как в полях сейсмических параметров, так и гравитационной модели в районе 320, 370, 430, 470, 520, 590 и 690 км регионального профиля 2ДВ.

■ Интерес представляет интервал от 500 до 600 км регионального профиля 2ДВ. Здесь по данным сейсморазведки практически не прослеживается граница Махоровичача. В то же время в построенной гравитационной модели, а еще лучше в поле градиента по гравитационной модели можно проследить наличие таковой.

■ Очевидным представляется наличие мощных тектонических дислокаций, как по данным обработки сейсморазведки, так и по гравитационной модели в районе 730 км регионального профиля (что, кстати, четко проявляется в характере магнитного поля в данном районе).

■ Анализ построенной гравитационной модели подтверждает наличие крупных пологозалегающих структурных элементов земной коры в районе 460 - 510 км и 600 – 680 на глубинах до 20 км.

■ Интересен участок профиля в интервале от 360 до 400 км. Здесь в полях сейсмических параметров и в поле градиента гравитационной модели четко выделяется мощная антиклинальная структура. В то же время в гравитационной модели на этих же глубинах прослеживается крупная область разуплотнения земной коры. Это может быть объяснено, если предположить наличие в данном районе высокой тектонической активности в определенное геологическое время. При этом характер гравитационной модели и вид полей сейсмических параметров, изображенных на рисунках 2 - 6 позволяет говорить о достаточно продолжительном временном интервале этой активности.

■ Совместный анализ результатов обработки данных глубинной сейсморазведки и гравиразведки позволяет объяснить отсутствие резкой отражающей границы на сейсмическом профиле, соответствующей границе Мохаровичача в интервале от 510 км до 600 км. Характер поля градиента плотностного разреза по глубине на этом интервале свидетельствует о наличии большого количество горизонтальных плотностных границ на глубинах от 10 до 40 км. Такой характер плотностного разреза может объяснить сильное затухание энергии волнового поля на данном участке профиля, что делает невозможным трассирование поверхности Мохоровичача по данным сейсморазведки.

■ Приведенные выше выводы относительно совместного анализа результатов обработки сейсмической и гравиметрической информации в рамках компьютерной технологии «КОСКАД 3D» нельзя считать абсолютными и полностью достоверными. Но совершенно очевидно, что предложенный подход, базирующийся на новых алгоритмах обработки и интерпретации, как данных глубинной сейсморазведки, так гравиметрических наблюдений позволяет получить дополнительную объективную информацию о глубинном строении земной коры.

Необходимо отметить, что использование современных методов вероятностно-статистического подхода, является лишь естественным

дополнением широкого спектра способов обработки и интерпретации данных сейсморазведки, позволяющее в определенной степени повысить эффективность и информативность сейсморазведочного метода в целом.

Список литературы

1. *Петров А.В.* Руководство пользователя системой КОСКАД-3D. 2001г.
2. *Петров А.В., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Ермолаева Г.М., Солоха Е.В.* Использование компьютерной технологии "КОСКАД-ГЕОТРАВЕРС" для обработки геофизических материалов СГ-ОГТ. Глубинное строение и геодинамика южного Урала (проект Уралсейс). Тверь, 2001.

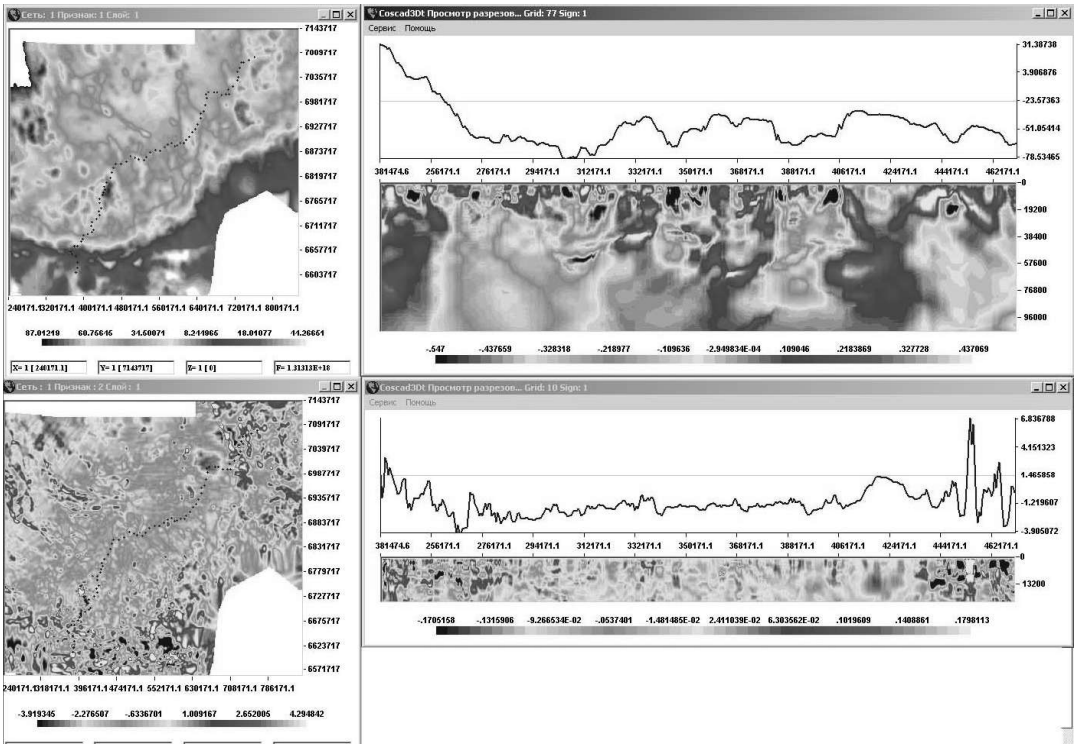


Рис. 1. **Гравитационное поле (слева вверху) dG , магнитное поле dT (слева снизу), относительное распределение гравитационных масс до глубины 90 км вдоль профиля 2ДВ (0-800 км) (справа вверху), относительное распределение магнитных масс до глубины 19 км вдоль профиля 2ДВ (0-800 км) (справа внизу).**

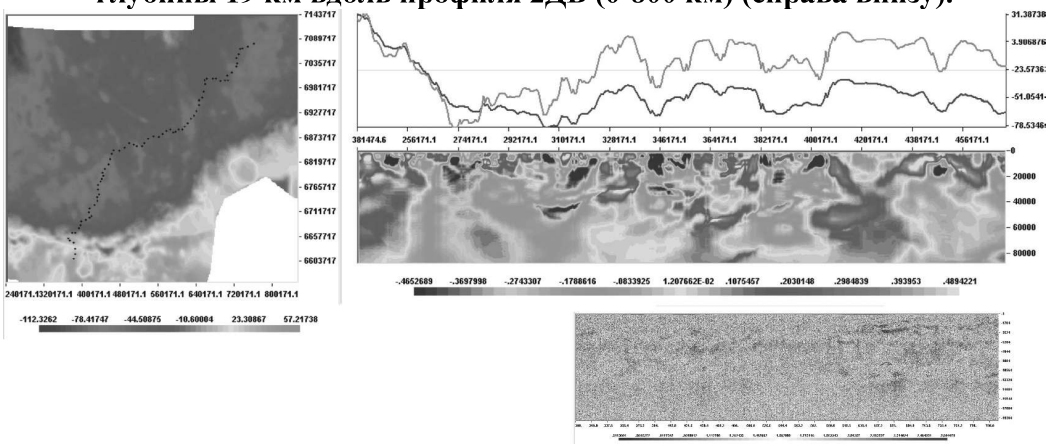


Рис. 2. **Гравитационное поле (слева вверху) dG , относительное распределение гравитационных масс до глубины 90 км вдоль профиля 2ДВ (0-800 км) (справа вверху), фрагмент профиля 2ДВ (300-800 км), график гравитационного поля вдоль профиля 2ДВ (синий цвет) (0-800 км), график решения прямой задачи от гравитационной модели профиля 2ДВ (зеленый цвет) (0-800 км).**

ТЕПЛОВАЯ ИНФРАКРАСНАЯ АЭРОСЪЕМКА ПРИ ЭКОЛОГИЧЕСКОМ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКОМ МОНИТОРИНГЕ ГОРОДСКИХ АГЛОМЕРАЦИЙ

М.А. Иванова

ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика», Москва.

Тепловая инфракрасная аэросъемка (ТИКАС) играет важную роль при изучении геологического строения и экологического состояния исследуемых территорий, а также для решения широкого круга прикладных задач городского коммунального хозяйства. Тепловая съемка – фактически единственный оперативный метод дистанционной диагностики подземных тепловых сетей.

Применение материалов тепловизионной аэросъемки позволяет городским организациям более эффективно решать широкий круг задач городского коммунального хозяйства. Так, например, при выполнении работ по устранению утечек на теплотрассах, применение материалов ТИКАС позволяет значительно сократить время поиска места утечки, сократить объемы земляных работ и работ по разборке и восстановлению асфальтового покрытия.

Тепловая инфракрасная съемка может выполняться в наземном варианте и с борта летательного аппарата. Преимуществом аэросъемки являются высокая оперативность и производительность, так как она за сравнительно короткое время позволяет обследовать большие площади. Основные особенности тепловой съемки:

- при тепловой съемке регистрируется ИК-излучение непосредственно земной поверхности или объектов вблизи нее;
- по характеру приема лучистой энергии метод является интегральным, т.е. регистрируется суммарный поток ИК излучения во всем рабочем диапазоне частот;
- по характеру взаимодействия с изучаемыми объектами метод является пассивным, т.е. воздействия на объекты не происходит;
- по характеру сбора полезной информации в пространстве ТИКАС основана на обзоре двумерного поля излучения: обзор пространства осуществляется поэлементно путем сканирования перпендикулярно линии полета, вдоль линии полета изображение формируется за счет перемещения летательного аппарата.

Тепловое поле отличается ультрадинамичностью, на характер его формирования оказывают влияние многочисленные техногенные и природные факторы – метеорологическая обстановка, свойства и состояние (степень обводненности, вещественный состав, характер и степень загрязнения и т.п.) подстилающей поверхности.

Тепловая съемка может успешно применяться для решения следующих задач:

- диагностика подземных и наземных водонесущих коммуникаций, в том числе подземных тепловых сетей;

- обнаружение сбросов промышленных и коммунальных вод в реки и водоемы;

- утечки из газо- и нефтепроводов и т.д.

Круг объектов дистанционного теплового мониторинга достаточно многообразен. В него входят объекты, различающиеся по своей физической сущности, положению в пространстве, связи с антропогенной деятельностью и другим свойствам.

Методика тепловой инфракрасной состоит из следующих этапов:

1. Подготовительные работы. Проведение контрольно-настроечных операций, установка аппаратурного комплекса на борту летательного аппарата и визуальное обследование объектов или площадей съемки (облет аппаратуры).

2. Аэросъемочные работы. Тепловая инфракрасная аэросъемка производится с борта летательного аппарата по системе прямолинейных маршрутов на малых высотах (от 100 м). Оптимальная высота съемки продуктопроводов, железных и шоссейных дорог, рек и водоемов - 150 –250 м, так как выявляемые аномалии, как правило, имеют небольшие радиационные контрасты и размеры. При выявлении зон подтопления, утечек из оросительных систем, очагов скрытого возгорания, разливов нефтепродуктов на водной поверхности необходим больший уровень генерализации, поэтому высота съемки при этом может доходить до 500 – 1000 м.

3. Первичная обработка материалов аэросъемки выполняется сразу после выполнения съемочных работ с использованием специальных программ. В процессе первичной обработки цифровых материалов ТИКАС должны производиться следующие операции:

- распаковка файлов помаршрутных тепловых изображений;
- уравнивание сканов;
- яркостная коррекция по скану;
- распаковка данных крена и тангажа летательного аппарата;
- устранение "разбежки" сканов;
- исправление креновых и тангажных искажений изображений;
- приведение группы маршрутов к единому уровню теплового поля;
- создание и коррекция файлов проектов;

- разрезка файлов проектов на фрагменты для конкретных потребителей;
- Запись файлов проектов на CD (DVD) диски для потребителей и заказчика;
- разметка и экспорт фрагментов изображений, их конвертация в графический формат BMP;
- создание отчетных проектов.

Скорректированные файлы изображений записываются на CD (DVD) диски в форматах *.GRD/*.GRH

4. Дешифрирование и интерпретация материалов. Дешифрирование выполняется в следующей последовательности:

- привязка изображения с использованием данных высотомера и топоосновы;
- распознавание объектов, имеющих отражение в тепловом поле;
- обнаружение и распознавание контролируемых объектов (рис.1, 2).

В процессе интерпретации должно быть оценено состояние контролируемых объектов.

5. Ортотрансформация (масштабирование) тепловых изображений заключается в преобразовании тепловых изображений в соответствии с топоосновой требуемого масштаба и состоит из следующих процедур:

- уравнивание соседних маршрутов по яркости и контрастности;
- выбор точек для последующих процедур подшивки или измерения координат;
- преобразования системы координат и масштаба;
- подшивка с использованием выбранных точек;
- криволинейная разрезка в зоне сшивки привязанных помаршрутных изображений;
- разрезка карты теплового поля по листам в определенной системе координат.
- контроль качества выполнения масштабирования тепловых изображений.

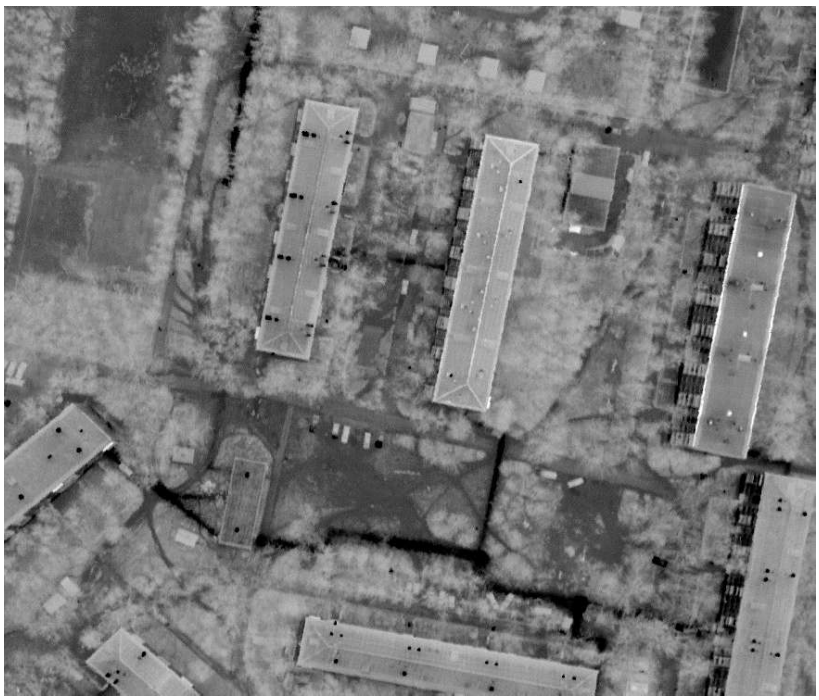


Рис.1. Получаемые тепловые инфракрасные изображения содержат информацию об элементах городской инфраструктуры и о подземных тепловых сетях



Рис.2. Выявление сбросов в реки и водоемы

6. Подготовка отчетных материалов включает запись на носители файлов изображений и подготовку ГИС-проекта исследуемой территории.

Проведение данных работ осуществляется с целью экологического районирования территории городов, промышленных и пригородных зон, установления границ уровней загрязнения, а также выявления устойчивых комбинаций элементов-загрязнителей, характерных для различных типов промышленных производств. Тепловая съемка позволяет оценить состояние подземных тепловых сетей, выявлять несанкционированные сбросы в реки и водоемы, обнаруживать на ранних стадиях развитие пожароопасных ситуаций на территориях городских свалок, лесных массивов, торфяников. Полученные материалы могут служить основой формирования решений по управлению качеством жизни населения города, локализации наземных мониторинговых работ, проведения конкретных мероприятий по уменьшению техногенной нагрузки на экологию городских агломераций.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОСТРОЕНИЯ ОБЪЕМНОЙ ГЛУБИННОЙ МОДЕЛИ ПЕЧОРСКО-БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО РЕГИОНА НА ОСНОВЕ ИНТЕГРИРОВАННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИСЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

О.В. Калиниченко, С.В. Моисеенкова, Е.Н. Мотрюк, А.В. Мужикова

УГТУ, г. Ухта

Изучению глубинного строения Печорско-Баренцевоморского осадочного бассейна уделяется в современных исследованиях большое внимание, связанное, в том числе, с высокими оценками нефтегазового потенциала этого региона. Воссоздание достоверного тектонического строения бассейна позволит решить не только традиционные задачи (тектоническое районирование и т.д.), но и многие прикладные задачи, связанные в свою очередь с определением запасов углеводородного сырья.

Основной задачей исследований, описанных в данной работе, являлось составление структурно-плотностной модели строения территории Печорско-Баренцевоморского бассейна на основе результатов проведенного авторами грависейсмического моделирования. Поскольку строение данного региона наиболее полно изучено геолого-геофизическими методами и бурением для его южной части - территории Тимано-Печорской провинции и меньше для северной - Баренцевоморского бассейна, основные усилия были направлены на получение и анализ необходимой информации о глубинном строении Баренцевоморского региона. По данным В.В.Верба [1] представления о глубинном строении региона базируются на трех главных источниках

информации. Первую группу составляют результаты непосредственных сейсмических наблюдений, выполненных по методике КМПВ-ГСЗ в различных районах шельфа (И.В. Литвиненко, Ю.В. Тулина, Н.И. Павленкова, С.М. Зверев, H.R. Jackson и др.). Вторая группа данных о глубинной структуре региона представлена результатами гравиметрических и магнитометрических наблюдений, проведенных практически по всей площади изучаемого шельфа. Результаты этих наблюдений использованы рядом исследователей для модельных расчетов и построений с целью реконструкции положения отдельных слоев земной коры и коры в целом (В.Н. Шимараев, Г.И. Гапоненко, А.М. Малявин, В.Э. Волк, В.В. Верба и др.). Третью группу данных составляют косвенные сведения, полученные на основе анализа различных геологических и геофизических параметров тектонических структур региона и сравнения его с другими тектоническими областями. Эти данные позволили дать приближенные оценки мощности коры в слабо изученных областях шельфа.

Несмотря на большой объем выполненных за последнее время геолого-геофизических работ, изученность региона остается неравномерной с присутствием так называемых "белых" пятен, затрудняющих региональные построения.

При составлении модели строения изучаемого региона в ходе проводимых исследований были применены разработанные ранее технологии и методики объемного структурно-плотностного моделирования и анализа сейсмогравиметрических данных [2, 3]. Все выполненные авторами исследования были проведены в несколько этапов, основные из которых:

1. Составление объемной структурно-плотностной модели среды в пределах рассматриваемого региона по предварительным геолого-геофизическим данным.

2. Вычисление гравитационного эффекта от составленной модели, проверка его на соответствие наблюдаемому полю с целью выбора дополнительных параметров для дальнейших расчетов.

3. Получение результирующей объемной модели среды, с заданной степенью точности соответствующей наблюдаемому гравитационному полю, на основе уникальных методов реконструкции геоплотностных моделей.

При выполнении вычислительных процедур последнего этапа был впервые применен программно-алгоритмический комплекс VIP [4], позволяющий, в том числе, более удобно оперировать результатами решения прямых и обратных задач гравиразведки с целью реконструкции и построения объемной геоплотностной модели геологической среды.

Построение объемной структурно-плотностной модели Печорско-Баренцевоморского бассейна, в ее предварительном - «пилотном» - варианте, уже было выполнено авторами в ходе предыдущих исследований [5]. При формировании этой модели были использованы двумерные геоплотностные разрезы, составленные по линиям десяти профилей, совмещенных с меридианами 36, 39, 42, 45, 48, 51, 54, 57, 60, 63 восточной долготы. Основой для построения геометрии модели и выбора плотностных характеристик тогда

послужили данные соответствующих карт С.П. Аплонова. Однако, полученная модель не явилась конечным результатом, показав необходимость дальнейшего ее уточнения и анализа [5].

Дальнейшее уточнение данных о строении региона заключалось в переходе от составленной двухслойной модели среды к трехслойному разрезу, в котором основными плотностными границами являются: кровля фундамента осадочного чехла (Ф), граница раздела гранитно-метаморфического и базальтового слоев (К) и поверхность Мохоровичича (М). Разделение модели на три основных слоя позволило не только уточнить составленную модель региона, но и сопоставить полученные данные с аналогичными результатами проведенных в разное время исследований других авторов, используя единое представление сложной градиентно-слоистой модели среды.

Для построения глубинной модели среды, состоящей из трех главных границ раздела, были использованы данные Богацкого Н.А., Хаина В.Е., Волка В.Э., Запорожцевой И.В., Шилова Л.П., Шипилова Э.В. и др. Основой для построения геометрии разреза послужили сейсмические данные, непрерывные для фундамента, и фрагментарные для границы К и поверхности М. Для начальной модели средние плотности пород основных слоев приняты: для фундамента - 2.75 г/см^3, для базальтового слоя – 2.90 г/см^3, и мантии - около 3.3 г/см^3.

Поставленная задача исследований решалась двумя способами: двумерным грависейсмическим моделированием по каждому обозначенному профилю с помощью технологии GCIS и последующим построением объемной структурно-плотностной модели в пакете Surfer; построением трехмерной структурно-плотностной модели региона с помощью новой технологии VIP.

Результаты двумерного моделирования грависейсмических данных, представленные на примере профиля «36» (рис.1), показывают корректировку геоплотностной модели, выраженную в существенной дифференциации плотностных характеристик основных слоев, особенно нижней части консолидированной коры. Последнее косвенно подтверждает, что граница К является разделом верхней хрупко-жесткой и нижней, более подвижной и деформированной, псевдопластичной части коры [6]. Сравнение начальной и результирующей геоплотностных моделей представлено сопоставлением структурных карт по поверхности границы К (рис.2): а) составленной по независимым геолого-геофизическим данным (начальная модель) и б) полученной по результатам проведенных исследований. На рис.2а заштрихованные области соответствуют участкам отсутствия (двуслойная модель разреза) или фрагментарности данных о положении границы К.

Предварительные результаты трехмерного моделирования геоплотностной модели изучаемого региона выявили наличие невязки между гравитационными полями, рассчитанных вышеуказанными способами. Анализ построенной 3D – структурно-плотностной модели Печорско-Баренцевоморского региона может способствовать выявлению ряда особенностей его глубинного строения, оставшихся скрытыми при расчетах по отдельным профилям.

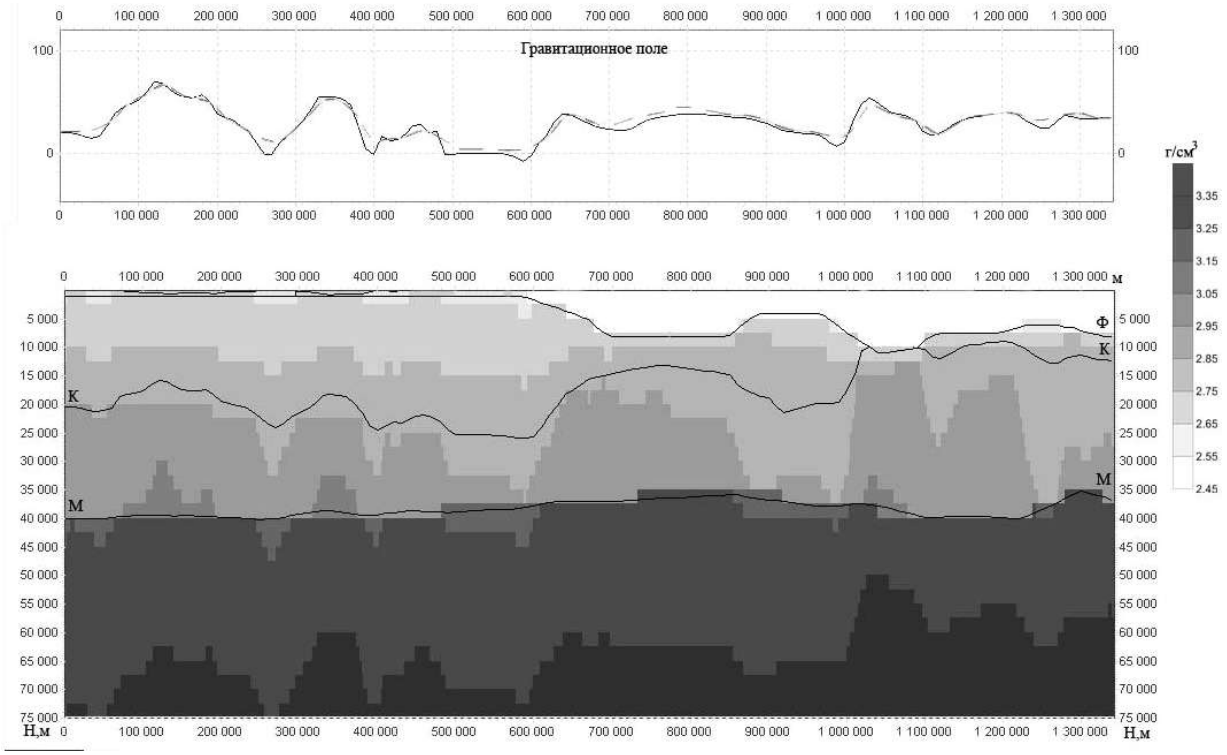


Рис. 1. Результат грависейсмического моделирования по профилю 36

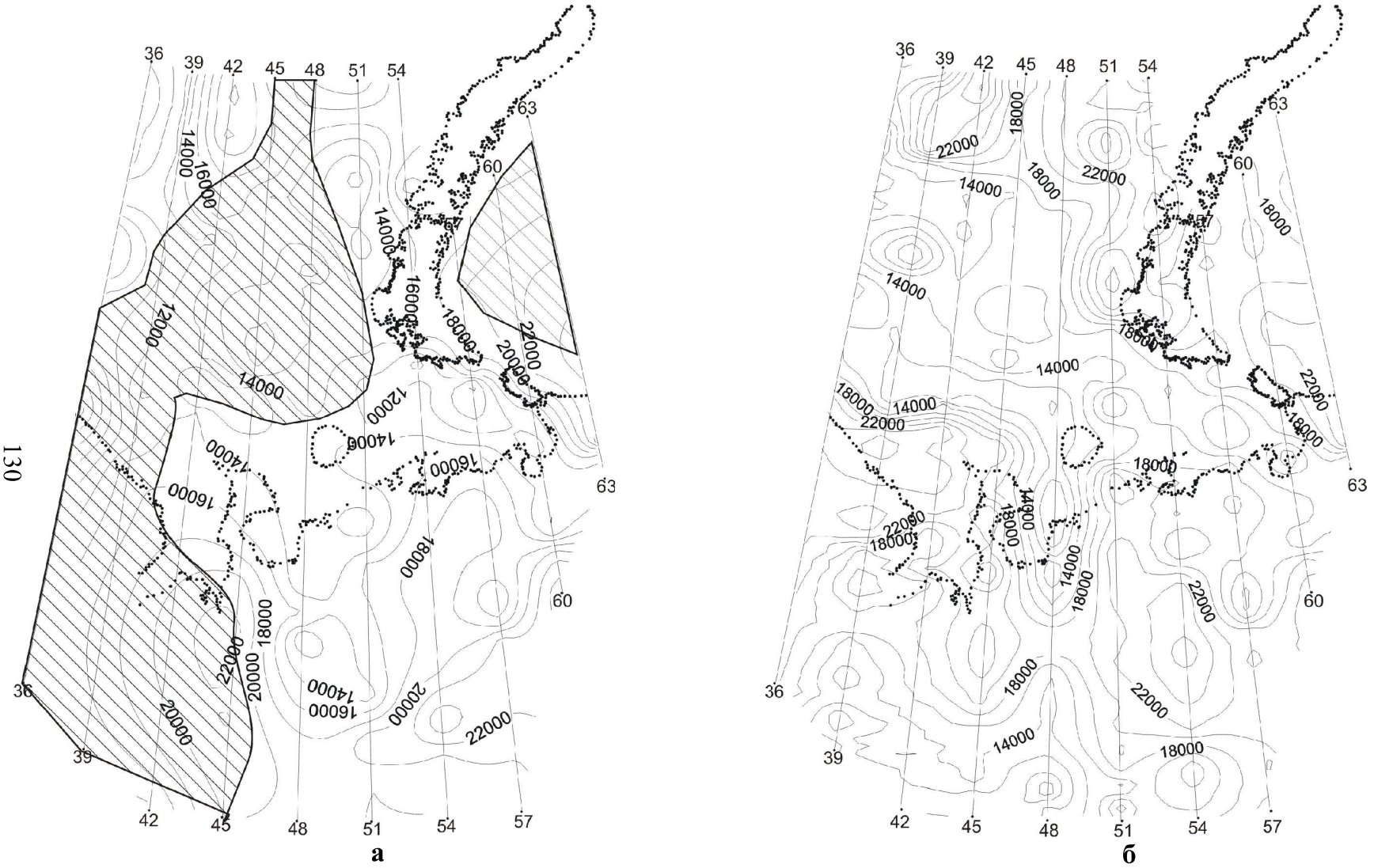


Рис. 2. **Структурные карты по поверхности границы К: начальная (а) и результирующая (б)**

Литература

1. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион / Кол. авт. под ред. *Ф.П. Митрофанова, Н.В. Шарова.* – Апатиты: КНЦ РАН, 1998. – Ч.I – 237 с.
2. *Мужикова А.В.* Методика и технология объемного структурно-плотностного моделирования среды по гравиметрическим данным и их использование при решении задач прогноза плотностных характеристик Тимано-Печорского и Баренцевоморского осадочных бассейнов: Дис... канд. техн.наук / А.В. Мужикова. – Ухта, 2004. – 134 с.
3. *Кобрунов А.И.* Геодинамические принципы постановки обратных задач гравиметрии// Геофизика №3, 2005. – С. 33- 45.
4. *Григорьев Д.В.* Программно-алгоритмическое и технологическое обеспечение реконструкции геоплотностных моделей на основе геодинамических принципов / Д.В. Григорьев, А.И. Кобрунов, С.А. Кобрунов // Материалы 32-й сессии Междунар. науч. сем. им. Д.Г. Успенского. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2005. – С.68-70.
5. *Мотрюк Е.Н.* Принципы и результаты реконструкции плотностных моделей строения Баренцевоморского и Тимано-Печорского осадочных бассейнов / Е.Н. Мотрюк, А.В. Мужикова, О.В. Царук // там же. – С.197-200.
6. *Пискарев А.Л.* Строение земной коры Восточно-Баренцевского шельфа./ Пискарев А.Л., Сорока И.В., Чернышев М.Ю.// Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. –СПб.; ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4.- С.55-66.

ПОСТРОЕНИЕ ИНТЕРПРЕТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ ПРИ РЕШЕНИИ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ С ПОМОЩЬЮ АЛГОРИТМА ОКРЕСТНОСТЕЙ

Т.Н. Кишман-Лаванова

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Киев

В интерпретационном процессе методологически можно выделить два основных этапа: первичное изучение материалов, формирование модельных представлений о среде и количественный анализ данных наблюдения, собственно поиск решения задачи.

Современные математические методы геофизических исследований позволяют достаточно успешно решать вопросы, которые возникают на этапе поиска решения обратных задач. С помощью разработанных устойчивых регуляризирующих алгоритмов получают эквивалентные плотностные разрезы, которые соответствуют наблюденному полю с точностью, не превышающей погрешности наблюдений.

При решении обратных задач гравиметрии эффективными оказались методы подбора. Значительного внимания заслуживают градиентные методы минимизации невязок между наблюденным и теоретическим полями. Хорошо известно, что последние есть устойчивыми методами минимизации [4], однако точка минимума (искомый вектор параметров) зависит от модели начального приближения. Априорной информации о геологической среде не всегда оказывается достаточно, кроме того, каждый подход (метод) требует индивидуального задания модели начального приближения, поэтому вопрос построения последней остается открытым.

Таким образом, рассмотрим обратную задачу гравиметрии в классе трехмерных контактных поверхностей в ракурсе повышения надежности нахождения решения за счет правильного выбора начальной модели.

Раньше сообщалось о возможности применения диаграмм Вороного для аппроксимации параметрического пространства в обратных задачах сейсморазведки [5,6] и гравиметрии [3]. Было показано, что, аппроксимируя параметрическое пространство функцией невязки, определенной в каждой точке пространства, и используя особенности ячеек Вороного, можно получать множество приближенных решений обратной задачи. Подход предложенный M. Sambridge [5] можно подытожить в виде следующего алгоритма:

1. создать начальный ряд n_s моделей равномерно распределенных в параметрическом пространстве;
2. вычислить функцию невязки для созданного ряда n_s моделей и определить n_r моделей, которым соответствуют наименьшие невязки;
3. создать n_s новых моделей, выполняя равномерный случайный шаг в ячейке Вороного каждой из n_r выбранных моделей (то есть, n_s / n_r моделей в каждой ячейке);
4. перейти к п. 2.

В результате такого поиска получаем множество решений, которые удовлетворяют наблюденным данным с заданной точностью. В случаях простых геологических структур, которые можно описать одной контактной поверхностью, полученные решения мало отличаются между собой и не всегда целесообразно выполнять процедуру доопределения с помощью других методов. Для сложных геологических сред элементы множества приближенных решений выступают в качестве моделей начального приближения на этапе уточнения решения. При наличии априорной информации может быть найдено единственное решение.

В этом сообщении продемонстрируем, что для слоистой среды, которая аппроксимируется одной контактной поверхностью, алгоритм окрестностей может обеспечить решение сопоставимое решению, полученному методом скорейшего спуска.

Пусть в точках дневной поверхности задано поле аномалии силы тяжести. Система координат выбрана так, что ось аппликат направлена вертикально вниз, а координатная плоскость XOY совпадает с дневной поверхностью.

Зафиксированные по равномерной сетке точки аномального поля расположены в области D:

$$D:\left[-3 \le \xi \le 3; -3 \le \eta \le 3\right]. \qquad (1)$$

Таким образом, имеем массив данных необходимый для решения обратной задачи:

$$n = 49; \Delta gn(x_i, y_i) = \Delta gn(i), \quad i = 1,2,...,n \qquad (2)$$

Для аппроксимации геологической среды используем подход, предложенный в работе [2]. Модель выберем в виде слоистой среды, шары которой разделены между собой одной контактной поверхностью. Плотность пород считается известной и постоянной в пределах отдельного слоя.

Контактная поверхность определяется положением горизонтальной плоскости $z = H_0$. В каждой точке поверхность отклоняется от этой плоскости на величину

$$Z = Z(\xi,\eta) = \sum_{j=1}^{m} \frac{Q1_j}{\left[1 + Q2_j(\xi - \xi_{oj})^2 + Q3_j(\eta - \eta_{oj})^2\right]^{\alpha}}. \qquad (3)$$

Параметр α может принимать значения: $\alpha \div \frac{1}{2}; 1; 2$ или другие числа.

Сама контактная поверхность определяется функцией

$$H(\xi,\eta) = H_0 - Z(\xi,\eta) \qquad (4)$$

В процессе подбора определению подлежит группа геометрических параметров $(Q1; Q2; Q3)_j$, $j = 1,2,...,m$, которые соответствуют точкам $(\xi_{oj};\eta_{oj}), j = 1,2,...,m$. Все остальные параметры задаются интерпретатором и не изменяются в процессе поиска решения. В качестве критерия приближения теоретического и наблюденного полей будем использовать функцию вида $F = \sum_{i=1}^{n} [\Delta gn(i) - \Delta gt(i,P)]^2$, где n – количество фиксированных точек поля.

Решим задачу с помощью алгоритма окрестностей.

Практика показывает [5], что значения параметров *ns* и *nr* достаточно брать такими: $ns = 20, nr = 2$. При больших значениях *nr* процесс выборки (в каждой итерации) охватывает больше ячеек, что оправдано его применением в природных ситуациях. Наоборот, для меньших значений этого параметра процесс поиска ограничивается несколькими ячейками, и выборка будет более локализованной. При увеличении *ns* і *nr* одновременно весь алгоритм будет иметь исследовательский характер и будет более устойчив как самплер*, но менее эффективен как оптимизирующий метод.

После выполнения 49 итераций получаем *nr=2* моделей, которые в данном случае мало отличаются между собой, поэтому в качестве решения можем брать модель, которой соответствует минимальная невязка полей.

* самплер (от англ. sampler) – устройство или способ генерирования новых образцов.

Начальное значение функции цели $F_1 = 29{,}53\,мгал^2$ было минимизировано до $F_{49} = 0{,}76\,мгал^2$. Максимальное расхождение полей составляет $\Delta_{\max} = 0{,}286 мгал$, среднее отклонение $\Delta_{ср} = 0{,}107 мгал$. Рельеф найденной поверхности показан на рис.1.

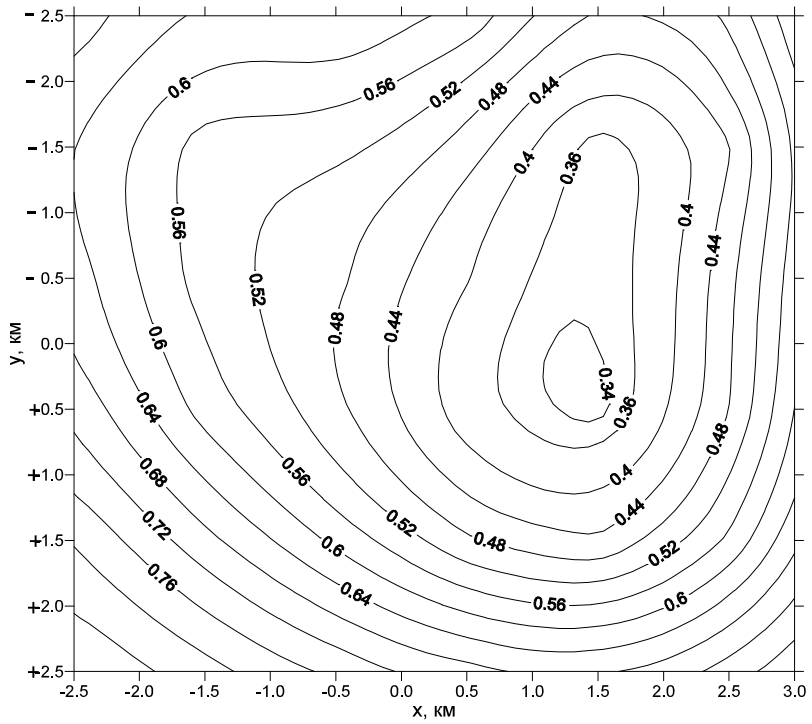


Рис.1. Решение обратной задачи, полученное при помощи алгоритма окрестностей.

Следует отметить, что наличие случайных погрешностей не влияет на результативность предложенного алгоритма, поскольку функция невязки в данном случае служит не критерием минимизации, а есть лишь способом сравнения моделей. Достаточно только относительного значения целевой функции, чтобы ответить на вопрос: „Которая из моделей лучше удовлетворяет наблюденным данным?”.

Найдем решение задачи градиентным методом скорейшего спуска [1]. После 60 итераций скорость убывания функции цели значительно уменьшилась, что свидетельствует о нецелесообразности продолжения процесса минимизации. Начальное значение целевой функции $F_1 = 32{,}83\,мгал^2$ уменьшилось до $F_{60} = 0{,}897\,мгал^2$. Максимальное расхождение полей составляет $\Delta_{\max} = 0{,}276 мгал$, среднее отклонение $\Delta_{ср} = 0{,}110 мгал$. Рельеф найденной поверхности показан на рис.2.

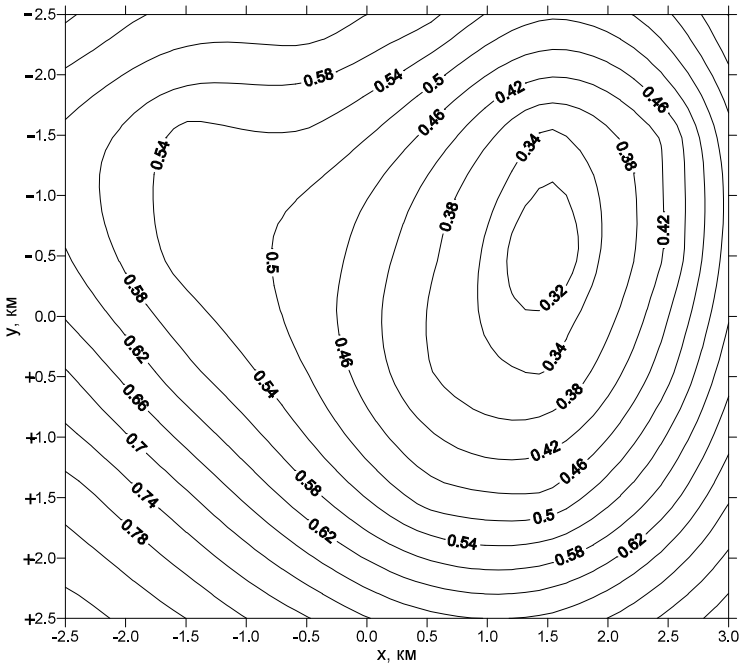


Рис.2. Решение обратной задачи, полученное градиентным методом скорейшего спуска.

Таким образом, можно подытожить, что алгоритм окрестностей может быть самостоятельным методом поиска решения нелинейной обратной задачи в условиях простых геологических структур. Для сложных геологических сред предложенный алгоритм может использоваться в качестве вспомогательного метода построения интерпретационной модели.

Литература

1. *Булах Е.Г., Ржаницын В.А., Маркова М.Н.* Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по данным гравиразведки. – Киев: Наукова думка, 1976. – 220 с.
2. *Булах Е.Г., Маркова М.Н.* Метод простого моделирования при решении задач гравиметрии в классе трехмерных контактных поверхностей // Геофиз. журн. – 2003. – 25, №1. – С. 92-100.
3. *Кишман-Лаванова Т.Н.* Метод окрестностей при решении обратных задач гравиметрии // Материалы Междунар. конф. «III научные чтения памяти Ю.П. Булашевича». – Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2005. – С. 128-129.
4. *Старостенко В.И., Оганесян С.М.* Некорректно поставленные задачи по Адамару и их приближенное решение методом регуляризации по А.Н.Тихонову // Геофиз. журнал. – 2001. – 23, № 6. – С. 3-20.
5. *Sambridge M.* Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm – I. Searching a parameter space // Geophysical journal international. 1999. – v. 138. – № 2. – P. 479-494.
6. *Sambridge M.* Finding acceptable models in nonlinear inverse problems using a neighbourhood algorithm // Inverse Problems. 2001. – v 17. – P. 387–403.

О СОДЕРЖАТЕЛЬНЫХ И ЭФФЕКТИВНЫХ ИНТЕРПРЕТАЦИОННЫХ МОДЕЛЯХ В ГРАВИРАЗВЕДКЕ

А.И. Кобрунов

УГТУ, г.Ухта

1. Геологическое истолкование геофизических данных основывается на предварительно построенных геофизических моделях, а последние могут быть содержательными и эффективными. Содержательные модели строятся как, вообще говоря, распределение физически осмысленного параметра – плотности. Признаком содержательности модели и, одновременно, требованием к ней служит возможность расчета от модели гравитационного эффекта и его совпадение в пределах установленной точности с наблюдаемым полем. Эффективные модели – наоборот, не требуют своей трактовки в терминах плотности и даже в том случае, когда выражены в этих единицах, не сопоставляются по своему гравитационному эффекту с наблюдаемым полем. И те и другие модели полезны, обладают своими характерными особенностями, могут и должны быть использованы при изучении геологических объектов. Именно используемые модельные представления при построении геофизических моделей геологической среды, а не технология получения конкретного элемента - решения - играют ключевую роль в последующей геологической интерпретации полученных геофизических данных. Вводимые модельные представления должны совершенно недвусмысленно определяться относительно своей содержательности, анализироваться на адекватность, прежде всего, с учетом известных эффектов эквивалентности. В противном случае деятельность по геологическому истолкованию гравиметрических данных может и должна быть квалифицирована как лженаука, сопровождающаяся всеми ее атрибутами – неопределенными формулировками, неповторяемостью и непроверяемостью результатов, игнорированием и практически отрицанием установленных и объективно присутствующих, проверенных фактов (явная и скрытая эквивалентность, информационная несогласованность входных и выходных параметров и т.д.). К сожалению, такое положение дел приходится иногда наблюдать как в деятельности некоторых научных коллективов, так и в наследуемой гравиметрической практике. Особенно опасной эта тенденция стала после ухода с семинара им. Д.Г. Успенского «Теория и практика геологической интерпретации гравиметрических данных» его основателя, и научного руководителя В.Н. Страхова, подвергавшего острой критике подобный крен.

Целью настоящей работы служит дальнейшее изучение эффектов «скрытой эквивалентности» [1,2], присущей методам подбора в гравиразведке и изучение возможностей построения «эффективных» модельных классов на основе

рассмотрения неоднородностей среды как нарушения ее симметрий относительно групп преобразований.

2. Обозначим A оператор, отображающий элементы Банахова пространства X (распределения плотности) в элементы Банахова пространства Y (гравитационные поля). Пусть M - модельный класс, который с точностью ε_1 позволяет аппроксимировать элементом m_1 реальное распределение плотности σ_1 (для его аппроксимации и строился класс M):

$$\begin{matrix} \|\sigma_1 - m_1\|_X \le \varepsilon_1 \\ m_1 \in M \end{matrix} .$$

Предполагается, что это класс единственности. Если $m_1, m_2 \in M$, то из $Am_1 = Am_2$ следует $m_1 = m_2$.

Если u - заданное гравитационное поле и $A\sigma_1 = u$, то в качестве решения задачи подбора на M:

$$\begin{matrix} \|Am - u\|_X \to \min \\ m \in M \end{matrix}$$

будет получен элемент m_2, служащий аппроксимацией на $\Omega_u(A) = \{\sigma \in X : A\sigma = u\}$ элемента:

$$\sigma_2 : \|\sigma_2 - m_2\|_X = \inf_{\substack{\sigma \in \Omega_u(A) \\ m \in M}} \|\sigma - m\|_X = \varepsilon_2 \le \varepsilon_1$$

Несовпадение, а в практически важных, поддающихся анализу случаях, фатально кардинальные различия между $\sigma_1, \sigma_2; m_1, m_2$ и есть проявление эффектов скрытой эквивалентности, рассматриваемое в [1,2 и др.] В частности, при некоторых упрощающих дело предположениях m_2 оказывается проекцией элемента σ_2, являющейся гармонической функцией из множества значений сопряженного к A оператора : $m_2 = P_M(\sigma_2 \in \operatorname{Im} A^*)$. Это исключает возможность осмысленной геологической интерпретации получаемого решения, несмотря на то, что оно получено на классе единственности, который, в свою очередь, позволяет достаточно хорошо аппроксимировать реально существующее распределение плотности σ_1. В этом и состоит проявление эффектов скрытой эквивалентности. Обобщением вопроса об этих эффектах служат следующие рассмотрения.

Пусть B оператор, отображающий как и A элементы Банахова пространства X (распределения плотности) в элементы Банахова пространства Y (функции, аналогичные гравитационному полю). Пусть, кроме того, эти операторы на многообразии M совпадают: $AP_M\sigma = BP_M\sigma$, являясь различными расширениями на X одного и того же способа расчета поля. Понятно, что многообразие M принадлежит ядру оператора $C=A-B$: $M \subseteq Ker(C = A - B)$. Последнее условие необходимо и достаточно для того, чтобы A и B на M были

эквивалентны. Предполагая M линейным многообразием, а X Гильбертовым пространством, в частности L_2, получим для решения $\bar{m} = P_M \bar{\sigma}$ задачи:

$$\|(A + C)P_M\sigma - u\|_{L_2} \to \min;$$

$\bar{m} = P_M(A^*\varphi + C^*\phi)$, годе φ и ϕ элементы сопряженного к Y пространства (строго говоря, следовало бы рассматривать замыкания пространств, но ограничиваясь разрешимостью с любой наперед заданной точностью, проводимые рассмотрения достаточны). Поскольку для линейных ограниченных операторов (с учетом приведенного замечания) $\mathrm{Im}(C^*) = (KerC)^{\perp}$, то в приведенном случае $P_M C^*\phi = 0$ и $\bar{m} = m_2$ - свойство гармоничности прообраза получаемого подбором решения совпадают. Таким образом, рассмотрение вариаций оператора A не повышает содержательности решений. Однако для более общего случая множество M не является линейным подпространством в X, а оператор C не является его строгим аннулятором, что связано, например, с погрешностями вычислений, ситуация осложняется. Для контроля наследуемых свойств в найденном решении, а они обязательно будут присутствовать, необходимо проведение дополнительных исследований. Однако представляется, что потраченные усилия не будут оправданы практически значимыми конструктивными результатами, в силу многообразия частных случаев. Лучше всего прямо управлять свойствами оптимальности решений, задавая его осмысленные, связанные с реально имеющейся геологической информацией вариационные или геодинамические параметризации [2, 3]. Однако если этому вопросу вообще не уделять внимание по принципу «что получится – то получится», то построенные решения будут более вводить в заблуждение.

3. Эффективные модели в их современном состоянии представляют собой эвристические приемы чаще всего нелинейных преобразований поля, дающих пространственное распределение некоторой величины, для которой экспериментально установлены случаи связи между особенностями ее пространственного распределения и некоторыми элементами физико – геологической модели среды. Наиболее яркими представителями этих приемов служат: метод полного нормированного градиента В. М. Березкина, система «VECTOR» В.М. Новоселицкого. Сюда можно отнести и некоторые результаты фильтрации в системе «КОСКАД» А.А. Никитина, Петрова А.В. Достаточно большое число таких приемов было развито в Институте Геофизики НАН Украины. Это работы Якимчука Н.А., Левашова С.П., Корчагина И.Н. и др. (используются и для других методов, в частности электроразведки). Чаще всего эти приемы и их результативность весьма чувствительны к параметрам, регулирующим технологические особенности преобразований, например, числу гармоник поля или величине сигма - множителей Ланцоша в методе В.М. Березкина. При неверном выборе особенности нивелируются, либо наоборот –

теряются в эффектах неустойчивости. Принципиально важный, и одновременно наиболее сложный вопрос в этих методах состоит в установлении связи между распределением трансформанты и параметрами среды. Содержательно такая связь остается «продемонстрированной на примерах» и это отсутствие теоретически обоснованной связи - ключевой недостаток такого рода методов. Здесь внутренняя, скрытая проблема состоит в том, чтобы выделить, отделить параметры среды, даже если они и нетрадиционны, от параметров и поведения, свойственного полю. В этой связи возникает желание «изменить правила игры» в этой задаче – поменять саму систему параметризации среды, получая и далее анализируя уравнения поля в этой новой системе параметризации неоднородностей.

Понятие однородности самым тесным образом связано с понятием симметрии. Однородность есть неизменность, инвариантность свойств среды при переходе от одной ее точки к другой – симметрия относительно координатных преобразований. Нарушение этой симметрии ассоциируется с неоднородностями, присущими среде. Изучение неоднородностей состоит в том, чтобы связать параметры неоднородности среды с наблюдаемым аномальным геофизическим полем. Для этого необходимо построить уравнения поля, в которые входили бы как параметры среды – параметры нарушения симметрии. Так сконструированная параметризация и будет эффективной параметризацией среды.

В работах [2,4] развит аппарат, в принципе позволяющий строить уравнения, служащие обобщением традиционных уравнений поля в однородных средах на случай среды с нарушенной симметрией по выбранным группам преобразований. Однако, по ряду причин, прежде всего субъективного порядка, это направление не получило дальнейшего развития. Сейчас мы возвращаемся к нему.

Неоднородности среды рассматриваются как локальные нарушения симметрии пространства, проявляющиеся в изменении трансформационных свойств производных поля. В целом это приводит к неинвариантности Лагранжиана, соответствующего уравнению поля относительно преобразований, сохраняющих Лагранжиан в однородном – симметричном случае. С целью компенсации такой характеристики неоднородности среды, переопределяется понятие производных:

$$D_\alpha u(\mathbf{x}) = \frac{\partial}{\partial x_\alpha} u(\mathbf{x}) - T_\alpha u(\mathbf{x}).$$

$$\alpha = 1,2,3.$$

Здесь T_α - линейные операторы, действующие на поле $u(x)$, которые называются объектами связности. Если Γ^j(G) j=1,...,N генераторы группы Ли G(s), служащей представлением на пространстве полей преобразований для которых и происходит нарушение симметрии:

$$T_\alpha = W_{\alpha j}(\mathbf{x})\Gamma^{j}(G).$$

Здесь $W_{\alpha j}(\mathbf{x})$ - для каждого j векторное поле $W_{\alpha j}(\mathbf{x}) = \{W_{1j}(\mathbf{x}), W_{2j}(\mathbf{x}), W_{3j}(\mathbf{x})\}$, называемое калибровочным полем симметрии, соответствующей генератору Γ^j (G). Число таких векторных полей равно числу генераторов группы *G*. Функции $W_{\alpha j}(\mathbf{x})$ представляют собой зависящие от координат коэффициенты, характеризующие неоднородности среды в виде параметров нарушения симметрии относительно введенных групп преобразований. С их помощью определяется новую переопределенную производную

$$D_\alpha u(\mathbf{x}) = u_{,\alpha}(\mathbf{x}) - W_{\alpha j}(\mathbf{x})\Gamma^j(G)u(\mathbf{x}),$$

которая называется удлиненной (по дважды повторяющимся индексам осуществляется суммирование от 1 до 3).

Для уравнения Лапласа в трехмерном пространстве Лагранжева плотность имеет вид:

$$L = \left(\frac{\partial u(\mathbf{x})}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial u(\mathbf{x})}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial u(\mathbf{x})}{\partial z}\right)^2$$

Рассмотрим частные случаи.

1. Введем дополнительный параметр ξ в функцию u(**x**): u(**x**,ξ). Лагранжева плотность симметрична относительно этого параметра просто потому, что она от него не зависит. Группа трансляций по параметру ζ имеет в качестве генератора своего представления на пространстве функций производную по этому параметру, а нарушение симметрии относительно этой группы приводит к удлиненной производной.

$$D_\alpha u(\mathbf{x},\zeta) = u_{,\alpha}(\mathbf{x},\zeta) - W_{\alpha j}(\mathbf{x})\frac{\partial}{\partial \zeta})u(\mathbf{x},\zeta),$$

Это соответствует введению Лагранжевой плотности *L* и соответствующего ей уравнения Эйлера:

$$L = \left(\frac{\partial u(\mathbf{x},\zeta)}{\partial x} - W_x^\xi \frac{\partial u(\mathbf{x},\zeta)}{\partial \zeta}\right)^2 + \left(\frac{\partial u(\mathbf{x},\zeta)}{\partial y} - W_y^\xi \frac{\partial u(\mathbf{x},\zeta)}{\partial \zeta}\right)^2 + \left(\frac{\partial u(\mathbf{x},\zeta)}{\partial z} - W_z^\xi \frac{\partial u(\mathbf{x},\zeta)}{\partial \zeta}\right)^2$$

$$\frac{\partial^2 u(\mathbf{x},\zeta)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u(\mathbf{x},\zeta)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u(\mathbf{x},\zeta)}{\partial z^2} = div(\mathbf{W}^\zeta(\mathbf{x})\frac{\partial u(\mathbf{x},\zeta)}{\partial \zeta}); \qquad (1)$$

$$W^\zeta(\mathbf{x}) = \{W_x^\xi, W_y^\xi, W_z^\xi\}.$$

Возможный путь анализа задачи (1) продемонстрируем на следующем примере.

2. Пусть среда характеризуется нарушением трансляционной симметрии по вертикальной координате и в удлиненной производной калибровочное поле $W_{\alpha z}(\mathbf{x})$ имеет отличную от нуля лишь компоненту $W_{zz}(\mathbf{x})$. Это приводит к Лагранжевой плотности $L = \left(\frac{\partial u(\mathbf{x})}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial u(\mathbf{x})}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial u(\mathbf{x})}{\partial z} - W_{zz}(\mathbf{x})\frac{\partial u(\mathbf{x})}{\partial z}\right)^2$ и уравнению Эйлера для нее:

$$\frac{\partial^2 u(\mathbf{x})}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u(\mathbf{x})}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u(\mathbf{x})}{\partial z^2} = \frac{\partial}{z}[W_{zz}(\mathbf{x})\frac{\partial u(\mathbf{x})}{\partial z}] \qquad (2)$$

В подобного рода задачах речь идет о реконструкциях параметров нарушения симметрии по результатам измерений поля, являющегося краевым значением гармонической функции. Отсюда, в частности для (2) следует.

$$\frac{\partial}{\partial z} W_{zz}(\mathbf{x}) = -W_{zz}(\mathbf{x}) G(\mathbf{x}),$$

$$G(\mathbf{x}) = \frac{\frac{\partial^2}{\partial z^2} u(\mathbf{x})}{\frac{\partial\, \mathrm{u}(\mathbf{x})}{\partial \mathrm{z}}}$$

.

Вычислив регуляризованное приближение к пространственному распределению функции $G(\mathbf{x})$, можно найти введенную характеристику нарушения симметрии пространства $W_{zz}(\mathbf{x})$, как решение задачи Коши (2) при дополнительном начальном условии $W_{zz}(\mathbf{x})\|_{z=z_0} = W_{zz}(x, y, z_0)$. Это дает:

$$W(x, y, z) = W_{zz}(x, y, z_0) \cdot \exp(-\int_{z_0}^{z} G(x, y, \xi) d\xi)).$$

Приведенные соотношения и их обобщения могут быть использованы и для интерпретации результатов эвристических трансформаций в терминах параметров нарушения свойств симметрии изучаемой среды. Действительно, выполнив процедуру построения пространственного распределения трансформанты поля можно далее воспользоваться уравнениями поля с локально нарушенной симметрией и прямым вычислением найти распределение калибровочного поля, обеспечивающего выполнимость уравнения для найденной трансформанты. Этот прием позволит перейти от пространственного распределения трансформанты поля к пространственному распределению параметра среды – нарушению симметрии, характеризующего меру неоднородности среды.

Литература

1. *Кобрунов А.И.* К теории методов подбора // Геофизический журнал. – 1983, Т.5, №4. – С. 34-43.
2. *Кобрунов А.И.* О проблеме параметризации в математических моделях геологических сред при решении обратных // Геофизический журнал. – 2001. – № 5, Т.23. –С.3-12.
3. *Кобрунов А.И.* Геодинамические принципы постановки обратных задач гравиметрии// Геофизика №3, 2005. – С. 33- 45.
4. *Кобрунов А.И.* Геометрические принципы характеристики локально-неоднородных сред // Геофизический журнал. –1991, Т.13, №3. – С.49-58.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ВЫСОКОТОЧНОЙ ГРАВИМЕТРИИ НА СТАДИИ РАЗВЕДКИ НАДСОЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА В ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ

П.Н. Коврижных, Б.Б. Шагиров

ТОО «Научно-производственный центр Геокен», Алматы, Казахстан

Решаемые задачи:

- изучение структурно-тектонического строения надсолевых отложений
- выделение нефтегазоперспективных участков
- разработка рекомендаций по направлению дальнейших нефтепоисковых работ

Методика полевых исследований:

- применение новейших образцов гравиметрической аппаратуры (гравиметры AutoGrav CG-5, 3M), спутниковых геодезических систем DGPS (Trimble 5700, Thales 6502 SK/MK) и специальные приемы техники наблюдений позволяют выполнить измерения аномалий гравитационного поля с погрешностью менее 0.02 мГал.
- плотность сети гравиметрических наблюдений 100-200 м х 50 м обеспечивает необходимую детальность для решения нефтепоисковых задач стадии разведки
- оперативная обработка первичных материалов в полевых условиях позволяет своевременно выполнить необходимый объем детализационных и контрольных измерений
- совмещение линий гравиметрических наблюдений с сейсмическими профилями позволяет повысить корректность интерпретации гравиметрических данных.

Особенности обработки и интерпретации:

- специальные приемы фильтрации и разделения исходного поля на составляющие позволяют выделить в «чистом» виде аномалии от интересующих геологических объектов, проявить «тонкую» структуру гравитационного поля
- наличие и достоверность априорных данных о геологическом строении и нефтеносности исследуемой площади существенно повышают надежность интерпретации гравиметрических материалов.

Результаты гравиразведки по одному из месторождений нефти

Район работ: юг Прикаспийской впадины.
Стадия работ: Нефтеразведка восточного крыла солянокупольной структуры.

Геологическое строение площади определяется наличием соляной гряды вытянутой в северо-западном направлении. Поверхность соли в своде купола залегает на глубине 500 м. К востоку от купола располагается глубокая депрессия, предположительно бессолевая. К западу от свода поверхность соли погружается на глубину 4-5 км. Надсолевая часть разреза представлена отложениями триаса, юры и мела. Надсолевые образования в общих чертах наследуют структурный план поверхности соли. В сводовой и присводовой частях соляного купола они осложнены многочисленными разрывными нарушениями и надсводовым грабеном. Неоген-четвертичные отложения сплошным чехлом (толщина 250-300 м) покрывают территорию участка, залегают на более древних с размывом и несогласием.

В районе регионально нефтегазоносными являются отложения пермо-триаса, средней юры и нижнего мела. Непосредственно на площади в отложениях нижнего мела, юры и триаса практически во всех скважинах по керну отмечены многочисленные признаки нефтегазоносности в виде запаха, примазок и пропиток нефтью. В трех поисково-разведочных скважинах, пробуренных на восточном крыле структуры, вскрыты в отложениях апта нефтяные залежи, имеющие промышленное значение. Глубина залегания кровли нефтеносного горизонта 350- 450 м. По данным бурения залежи моноклинально погружаются по склону купола в юго-восточном направлении, ловушки экранируются сбросами.

На площади проведена сейсморазведка 2Д, в результате уточнено строение солянокупольной структуры и нефтеносного объекта, протрассировано большое количество тектонических нарушений, часть из них выделена неуверенно из-за малой амплитуды смещений и сложной картины волнового поля. В дополнение к сейсмическим исследованиям на площади выполнена высокоточная гравиразведка при средней плотности 60 пунктов на 1 км^2. Среднеквадратическая погрешность определения силы тяжести составила ±0.018 мГал.

Результаты гравиметрических исследований представлены на Рис. 1, на Рис. 2 показана схема нефтеносности площади по данным бурения.

В локальном гравитационном поле после исключения влияния соли методом фильтрации, над куполом структуры отмечается область относительно повышенных значений силы тяжести, разделенная линейно вытянутым протяженным минимумом, пространственно совпадающим с зоной присводового грабена. Апикальная часть свода купола сложена отложениями триаса и нижней юры. Наиболее приподнятые области свода проявляются локальными повышениями гравитационного поля.

К востоку от зоны повышенных значений поля, соответствующей своду структуры, над примыкающими к восточному склону соли отложениями

нижнего мела и юры, наблюдается область относительно пониженных значений силы тяжести. По характеру микроструктуры гравитационного поля восточное крыло структуры в пределах изученной гравиметрией площади разделяется разломами широтного направления на 4 блока.

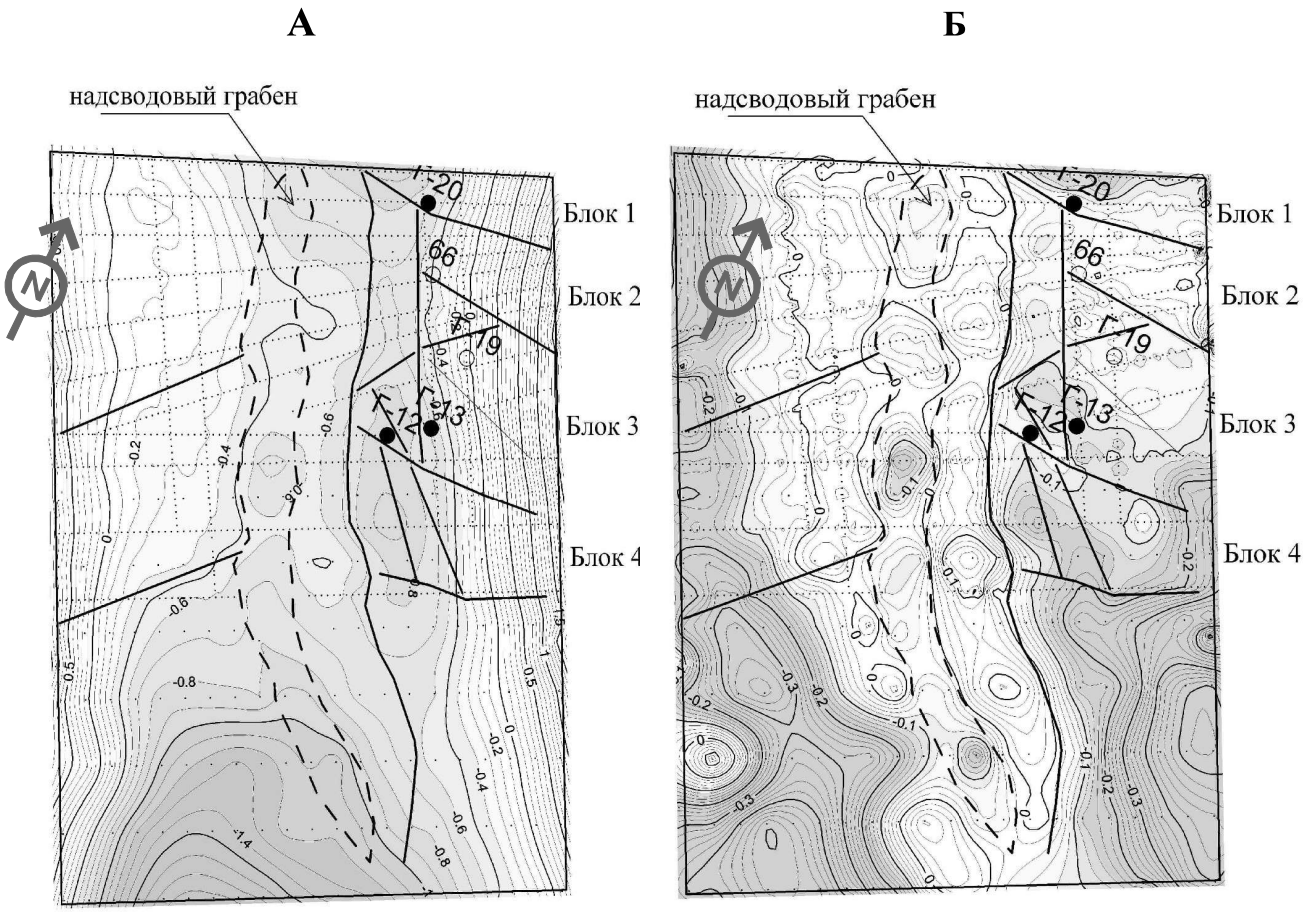


Рис. 1. Исходное гравитационное (А) поле и поле локальных гравитационных аномалий (Б)

Óñëîâíûå îáîçíà÷åíèÿ:

…… ïóíêòèð ãðàâèòàöèîííîãî íàáëþäåíèé

● Ã-20 ñêâàæèíû ãëóáîêîå, ïðîäóêòèâíûå (îòêðûòûé æåíèòüáà)

○Ã-19 ñêâàæèíû ãëóáîêîå, íåïðîäóêòèâíûå (êîëëåêòîð âîäíîíàñûùåíû)

——— òåêòîíè÷åñêèå íàðóøåíèÿ ïîäíîãî ãðàâèòàöèîííîãî

– – – ðàçëîìû, îãðàíè÷èâàþùèå íàäñâîäîâûé ãðàáåí (ïîäíûì ãðàâèòàöèîííî)

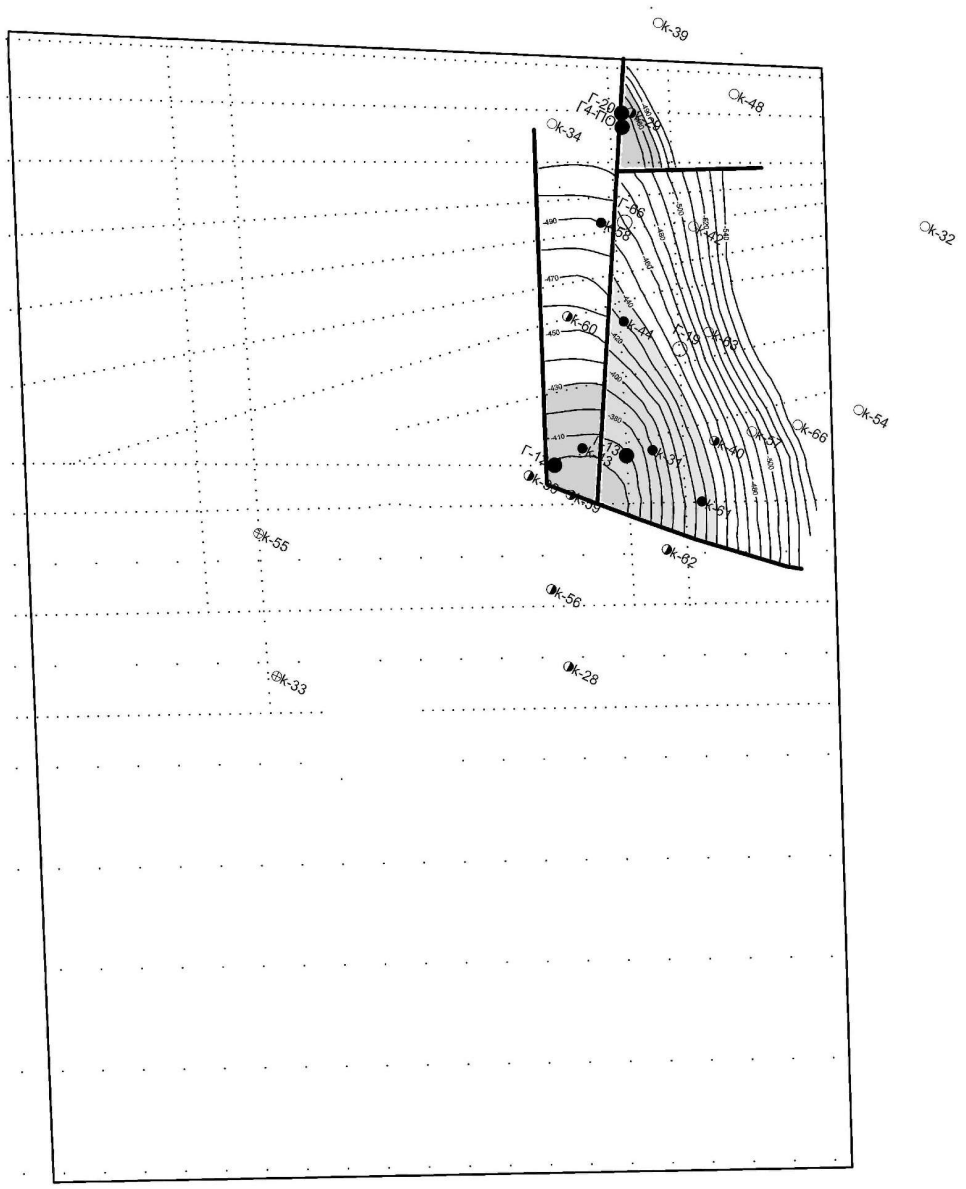


Рис. 2. Структурна карта по кровле аптского горизонта
(по материалам бурения)

Северный блок занимает северо-восточный угол изученной площади, протяженность этого блока в северном направлении не ясна, поскольку гравиметрические наблюдения там не проводились. Локальный минимум силы тяжести, установленный в пределах северного блока контролирует контур нефтяной залежи, вскрытой скважиной Г-20. Контур нефтеносности в пределах блока, по данным гравиметрии, возможно, распространяется в восточном – северо-восточном направлении от скважины Г-20.

В 50-100 м к югу от скважины Г-20 по данным гравиметрии выделяется разлом широтного направления, отделяющий блок 1 от блока 2.

В отличие от северного, блок 2 выделяется относительно повышенным уровнем поля силы тяжести, с юга он ограничен также, как и с севера, разломом широтного направления. В пределах этого блока располагается непродуктивная скважина №66. Относительно высокий уровень поля позволяет предполагать повышенную плотность пород в пределах блока 2 по отношению к соседним. Наличие залежей нефти в пределах блока 2 представляется моловероятным.

Блок №3 в целом выделяется пониженным полем силы тяжести, за исключением северо-восточной части, где наблюдается повышенное поле, сходное по уровню с полем блока №2. Предполагается, что эта часть блока отделяется от основной, оперяющим разломом северо-западного направления. В пределах области повышенного поля находится непродуктивная скважина Г-19. Остальная часть блока характеризуется относительно пониженным гравитационным полем, изоаномала –0.08 мГл пространственно хорошо совпадает с контуром нефтеносности, установленным бурением. Разломы, ограничивающие залежь с запада и юга, уверенно картируются гравиметрией. По данным гравиразведки предполагается распространение залежи далее в восточном направлении за пределы контура нефтеносности по данным бурения.

Блок №4, как и блок №3 характеризуется пониженным полем силы тяжести. В пределах блока пробурены две структурные скважины К-56 и К-28, в обеих скважинах по керну отмечены признаки нефтеносности в виде насыщенности легкой нефтью песчанистых образований нижнего мела и юры. По данным гравиметрии блок представляется высокоперспективным на обнаружение нефтяных залежей и рекомендуется для дальнейшего изучения сейсморазведкой и последующего бурения. С юга блок ограничен дугообразным разломом широтного направления. К югу от разлома наблюдаются пониженные поля силы тяжести, о деталях строения этой части площади сделать надежные выводы затруднительно в связи с достаточно редкой (500 х 200 м) сетью гравиметрических измерений.

Результаты выполненных работ свидетельствуют, о возможности применения детальных гравиметрических исследований для целей расшифровки структурно-тектонической обстановки, прогноза нефтегазоносности структур. Применение гравиразведки в комплексе с сейсморазведкой позволяет более обоснованно подойти к подготовке структур к глубокому бурению. Локальные отрицательные аномалии гравитационного поля, контролируют известные залежи нефти, позволяют уточнить контур

нефтеносности, могут рассматриваться как один из важных критериев выделения новых перспективных участков.

АППАРАТУРА ВЫСОКОЧАСТОТНОГО МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

А. Д. Коноплин

Институт геофизики УрО РАН

В лаборатории электрометрии Института геофизики УрО РАН был разработан и изготовлен макет высокочастотной аппаратуры, предназначенной для проведения исследований методом аудиомагнитотеллурического зондирования (АМТЗ) и других методов электроразведки, в которых требуется измерение электрического и магнитного поля в диапазоне звуковых частот. Аппаратура имеет следующие технические характеристики:

Измерительный блок:

1. Разрядность квантования АЦП	24
2. Интервал дискретизации, мкс	24
3. Объём буферного ОЗУ, кбайт	16384
4. Максимальная длительность непрерывной записи, с	20
5. Частотный диапазон, при неравномерности АЧХ ±3 дБ, Гц	0.036 ÷ 11000
6. Уровень шумов (по напряжению, приведённому ко входу в частотном диапазоне 10 ÷ 10000 Гц), мкВ:	
с включенным предусилителем	1.2
без предусилителя	8
7. Динамический диапазон измерителя, дБ	120
8. Потребляемый ток, А	0.6

Датчик магнитного поля:

9. Тип	индукционный
10. Коэффициент преобразования магнитного поля, мВ / нТл	40
11. Частотный диапазон, при неравномерности АЧХ ±3 дБ, Гц	0.7 ÷ 11000
12. Размеры, мм	76 x1050
13. Масса, кг	8

Измерительный блок аппаратуры содержит в себе узлы аналого-цифрового преобразования, блок буферной памяти (SDRAM), приёмник сигналов GPS и микрокомпьютер. Станция позволяет выполнять автономное измерение электромагнитного поля с запуском по сигналу точного времени GPS. Записанная информация сохраняется в промежуточной памяти, и после завершения измерительного цикла копируется на персональный компьютер для последующей обработки. Внутренний компьютер прибора построен на основе двух RISC микроконтроллеров AVR Atmega8 и выполняет все функции по координации работы основных узлов, памяти и организации связи с персональным компьютером.

Разработанная аппаратура была успешно применялась в комплексе с ранее разработанной в институте низкочастотной аппаратурой МТЦ-01, и с серийной аппаратурой GMS-06 производства фирмы Metronix, при проведении региональных магнитотеллурических исследований в 2005 г.

Работа выполнялась при поддержке гранта РФФИ №04-05-64101.

О НЕОБХОДИМОСТИ ВВЕДЕНИЯ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА В КОМПЛЕКСНУЮ СИСТЕМУ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В.И. Костицын

Пермский университет, г. Пермь

Вариации силы тяжести

Сила тяжести в одном и том же пункте считается постоянной. Однако по многократным наблюдениям установлено [5, 17, 18, 23], что сила тяжести со временем несколько изменяется как вследствие перемещения Земли относительно Луны, Солнца и других планет, так и за счет динамики геологических и геофизических процессов.

Если периодические изменения значений силы тяжести можно заранее вычислить путем использования различных способов [18, 22, 23], то определение непериодических изменений величин вызывает трудности. Еще в 1953 г. профессор Л.В. Сорокин писал: «Для скорейшего решения вопроса о величине таких вековых (непериодических) изменений силы тяжести очень желательно ставить повторные, возможно, более тщательные определения силы тяжести в нескольких избранных пунктах» [19]. В то время исследователи приводили данные непериодических изменений силы тяжести за период в течение 34 лет (с 1870 г. по 1904 г) в следующих пунктах: Мадрас – 44 мГал (за 1 год – 1,294 мГал), Бомбей – 27 мГал (соответственно за 1 год – 0,794 мГал), Мупонер – 43 мГал (1,265 мГал). Как показали современные повторные наблюдения [1, 12, 17, 18], такие большие величины непериодических изменений были получены вследствие низкой точности гравиметрической аппаратуры того времени. Конечно, таких больших изменений не должно быть, но они существуют и разные в зависимости от сейсмоактивности данного региона [5, 8, 21,23].

Гравитационные явления

Под гравитационными явлениями понимается перемещение горных пород под действием силы тяжести *с* последующим их разрушением. В гравитационных явлениях принимают участие экзогенные, эндогенные и техногенные факторы. Одной из причин нарушения гравитационного равновесия является наличие и особенно заполнение крупных водохранилищ.

В 1960-е гг. вблизи крупных водохранилищ произошло три разрушительных землетрясения: в Карибе (Замбия, 1963 г., магнитуда (М) =

6,1), Кремасте (Греция, 1966 г., M = 6,3) и Койне (Индия, 1967 г., M = 6,4) [13]. В работах [9, 10, 16] приводятся некоторые эмпирические закономерности землетрясений, вызываемые вследствие заполнения водохранилищ: объем водохранилища – более 1 км^3; глубина водохранилища – 100 м и более; рельеф водохранилища сильно расчленен (обычно это каньонобразная долина); землетрясения начинались в период заполнения водохранилища.

Для Пермского региона Камское водохранилище характеризуется относительно большим объемом (12,2 км^3), превышающим эмпирически установленный минимальный объем, вызывающий землетрясение. Приведем для сравнения водохранилища, заполнение которых сопровождалось землетрясениями: Шиваджисагар (р. Койна) – 2,8 км^3, Кремаста (р. Ахелоос) – 4,8 км^3, Синфынь – 11,5 км^3, Мид (США, р. Колорадо) – 35,0 км^3, Кариба (Африка, р. Замбези) – 160 км^3.

Как видим, Камское водохранилище не является самым крупным из приведенных, но входит по этому параметру в названную группу риска. Влияние других факторов на разных участках водохранилища разное. Так как на севере территории, а именно, около г. Березники отмечается небольшой общий подпор воды (не более 8 м), поэтому во время заполнения водохранилища не наблюдалось активизации сейсмичности в этом районе. После заполнения водохранилища прошло около 50 лет, и А.И. Кудряшов [13] считает, что нарушенное естественное равновесие уже восстановилось и проблема геодинамической опасности на Верхней Каме из-за воздействия Камского водохранилища является неактуальной.

По мере приближения к плотине Камской ГЭС влияние отмеченных выше факторов усиливается и, на мой взгляд, необходимо проводить геофизический мониторинг за состоянием геологической среды.

Большая роль в нарушении устойчивого равновесия горных пород принадлежит землетрясениям, а также различного рода взрывам, извлечению полезных ископаемых из недр. Так, в Кузнецком угольном бассейне количество техногенных землетрясений и их энергия каждые 5 лет увеличиваются на 12-15%.

За последние 10 лет техногенные землетрясения впервые отмечены и на территории Пермской области [14]. В городах Березники и Соликамске в 1993, 1995 и 1997 гг отмечены толчки интенсивностью 4-6 баллов, связанные с землетрясениями, которые имели магнитуды соответственно 2,6; 4,7 и 2,7. Эпицентры этих землетрясений располагались на территории Верхнекамского месторождения калийных солей (ВКМКС) [14]. Наиболее крупное Соликамское землетрясение (05.01.1995 г.) в эпицентральной части совпало с северо-восточным краем шахтного поля рудника Второго Соликамского калийного рудоуправления (СКРУ-2). С землетрясением были связаны обрушения кровли пластов на глубинах 300-320 м на участке 600х600 м отработанного шахтного поля. Землетрясение было зарегистрировано 80 сейсмическими станциями земного шара. Зона, оконтуриваемая 3-балльной изосейстой, составила около 40 км в меридиональном направлении и 25 км – в широтном, общей площадью

около 790 км^2. Одновременно с землетрясением произошло оседание земной поверхности на 4,5 м и образовалась мульда с размерами в плане 650х850 м [14].

Итак, действие всех ранее перечисленных факторов ведет к нарушению равновесия горных пород и к их движению, главная роль в котором принадлежит силе тяжести и воде (аквальный фактор). Гравитационные явления по действию силы тяжести и воды в их образовании подразделяются на четыре типа [22]:

1. Собственно-гравитационные явления. К ним относят обвалы и снежные лавины. Они происходят полностью под действием силы тяжести. Обвалы обычно подготавливаются длительное время, но совершаются практически мгновенно и нередко создают катастрофы. Такие явления могут происходить также в подземных пустотах, образуя при этом на земной поверхности воронки и различные провалы-

2. Гравитационно-аквальные явления. К ним относят оползни. В отличие от обвалов при оползнях отделившаяся по трещинам масса горных пород не летит вниз и не падает, а скользит по склону. Оползни обычно развиваются там, где имеется переслаивание с глинистыми породами. В равнинной местности оползни приурочены к берегам рек и озер. Отдельно выделяются крупные оползни, возникающие при землетрясениях.

3. Аквально-гравитационные явления. При их образовании основную роль играет вода. Такие явления наблюдаются в горной местности, и это могут быть оползневые потоки, сели, оплывины. Образуются они при активной геологической деятельности поверхностных и подземных вод, особенно при снеготаянии и ливневых дождях.

4. Гравитационно-субаквальные явления. Происходят на подводных склонах рек, озер и морей. Оползни под водой происходят в основном под действием силы тяжести на крутых склонах [22]. Исследования речных, озерных и морских оползней крайне необходимы при создании и наличии на территории водохранилищ.

О прогнозе землетрясений

Под прогнозом понимается предсказание 1) места и 2) времени возникновения будущего землетрясения. Применительно к территории бывшего Советского Союза Институтом физики Земли РАН (г. Москва) составлена карта-схема сейсмически опасных районов страны. Для каждого района указана балльность возможных землетрясений. Около 13% всей территории приходится на сейсмические зоны землетрясений с активностью от 7 баллов и выше, а всего сейсмоопасные зоны занимают в России более 20% территории, на которой проживает почти пятая часть населения [4].

Сложнее решается вторая часть проблемы – прогноз времени возникновения землетрясений. Попытки решения этой задачи эпизодически предпринимались во многих странах в связи с разрушительными землетрясениями. Однако систематические научные исследования, начавшиеся сравнительно недавно, направлены на поиски предвестников землетрясений. Богословский В.А., Жигалин А.Д., Хмелевской В.К. [4], Страхов В.Н. [20], Бабешко В.А., Бяков А.Ю. и др. [3] выделяют четыре стадии (этапа) прогноза:

1. Долгосрочный прогноз (от нескольких лет до десятка лет). Выполняется на основе комплексного анализа геотектонических данных, исторической сейсмичности, сведений о современных движениях земной коры. На основании этого анализа выделяются потенциально опасные участки и зоны, и делается заключение о возможности возникновения сильного землетрясения в течение ближайшего интервала времени. Примером такого прогноза являются Курило-Камчатская дуга, Сахалин, Краснодарский край и другие чрезвычайно опасные зоны.

2. Среднесрочный прогноз (от нескольких лет до нескольких месяцев). Осуществляется по данным анализа среднесрочных предвестников (гравиметрических, сейсмологических и геодезических). Изучается их пространственно-временное распределение, используются формализованные критерии оценки статистической значимости каждого из предвестников и их комплекса. На основе установленных связей между параметрами предвестников и землетрясениями проводится определение места и магнитуды ожидаемого землетрясения. Такая методика разработана в Институте физики Земли РАН (г. Москва), на основании которой строятся карты ожидаемых землетрясений (КОЗ) с магнитудой более 5,5.

3. Краткосрочный прогноз (от нескольких месяцев до нескольких дней, а иногда и часов). Выполняется на основе анализа результатов геофизического мониторинга о краткосрочных предвестниках (параметры гравитационных, сейсмических и магнитотеллурических полей), дополняемые гидродинамическими и геохимическими данными [3, 6]. По количеству и площади распространения предвестников оценивается вероятность землетрясения, его место и магнитуда.

4. Оперативный прогноз (от нескольких часов до минут) использует два подхода: формализованный и экспертный. При формализованном подходе решение о сейсмической тревоге принимается на основе оперативных данных геофизического мониторинга. При вероятности появления различных признаков (гравиметрических, сейсмических, геоэлектрических и других) выше заранее заданной величины априорной вероятности их появления объявляется тревога определенного уровня с учетом величины вероятности землетрясения. При экспертном подходе оперативное прогнозирование осуществляется на основе решения группы экспертов. Так, в национальной службе Японии сведения об аномалиях геофизического мониторинга со стационарных станций

слежения немедленно передаются экспертам, которые дают заключение об уровне сейсмической опасности и принимают решение об уровне тревоги [4].

Предвестники землетрясений

Рассмотрим наиболее известные предвестники землетрясений. Установлено, что перед землетрясением наблюдается спад абсолютных значений силы тяжести при высокоточных гравиметрических измерениях [21]. Такие изменения наблюдались и на практике в период Мицусирских землетрясений 1965-1967 гг. в Японии, когда было отмечено уменьшение абсолютных значений силы тяжести на 100 мкГал, а затем возвращение их на прежний уровень [18].

Для Сахалина отмечено, что за несколько дней до подземного толчка в радиусе нескольких километров уровень воды в скважинах начинает падать, далее примерно за сутки стабилизируется, затем начинает вновь подниматься, свидетельствуя о приближении сейсмической волны. Для Краснодарского края наблюдалась аналогичная картина за 2 суток [3].

Такие же изменения наблюдаются с удельным электрическим сопротивлением, электропроводностью и температурой воды [3]. Противоположные изменения претерпевает газ, выделяющийся из скважин. Накануне землетрясения выход газов, особенно родона и гелия, увеличивается в несколько раз, а подземный толчок совпадает по времени со спадом выхода газа [22].

О выявлении предвестников землетрясений по результатам гравиметрического мониторинга

На способ выявления предвестников землетрясений на основании высокоточных гравиметрических измерений нами [21] получен патент на изобретение в 2002 г. Сущность способа заключается в том, что в гравиметрическом пункте проводят серию замеров абсолютных значений силы тяжести [1, 2], по которым определяют среднее значение, являющееся постоянной величиной для конкретного гравиметрического пункта. Далее определяют теоретический вид зависимости периодических изменений абсолютных значений силы тяжести за счет притяжения Луны и Солнца и пределы флуктуации ускорения силы тяжести. Затем ведут регулярные замеры абсолютных значений силы тяжести и сравнивают их с теоретическими значениями. Момент изменения фактических значений силы тяжести относительно теоретических данных на величину, превышающую максимальное отклонение значений силы тяжести, будет являться предвестником землетрясения [21].

Литература

1. *Арнаутов Г.П., Калиш Е.Н., Кокоулин Ф.И,* и др. Измерение абсолютного значения ускорения силы тяжести лазерным баллистическим гравиметром. Новосибирск: Институт автоматики и электрометрии СО АН СССР, 1978. Препринт № 89.
2. *Арнаутов Г.П., Калиш Е.Н., Смирнов М.Г., Стусь Ю.Ф., Тарасюк В.Г.* Лазерный баллистический гравиметр ГАБЛ-М и результаты наблюдений силы тяжести // Автометрия. 1994. № 3.
3. *Бабешко В.А., Бяков А.Ю., Шереметьев В.М., Круглякова Р.П., Шестопалов В.Л.* Перспективы прогноза землетрясений по комплексу геофизических, геохимических и астрономо-геодезических методов // Геофизика, № 5, 2005. С. 65-68.
4. *Богословский В.А., Жигалин А.Д., Хмелевской В.К.* Экологическая геофизика. М: Изд-во МГУ, 2000. 256 с.
5. *Буланже Ю.Д.* Неприливные изменения силы тяжести // Повторные гравиметрические наблюдения. Вопросы теории и результаты. М.: ВНИИГеофизика, 1980. С. 4-21.
6. *Бяков Ю.А., Бяков А.Ю., Котяшкин С.И., Круглякова Р.П., Шестопалов В.Л.* Система для прогнозирования землетрясений: Патент № 35445 от 29.10.2003.
7. *Вахромеев Г. С.* Экологическая геофизика. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 1995.
8. *Веселов К.Е., Сагитов М.У.* Гравиметрическая разведка. М.: Недра, 1968. 512с.
9. *Гупта Х., Растоги Б.* Плотины и землетрясения, М.: Мир, 1979. 263 с.
10. *Киссин И.Г.* О проблеме землетрясений, вызванных инженерной деятельностью // Советская геология. 1972. № 2. С. 68-80.
11. *Костицын В.И.* Влияние гидрогеологического режима на результаты высокоточных гравиметрических наблюдений // Вопросы обработки и интерпретации геофизических наблюдений. Пермь, 1974. № 12 С. 75-78.
12. *Костицын В.И.* Методы повышения точности и геологической эффективности детальной гравиразведки. Пермь: Изд-во ПГУ, ПСИ, ПСС ГК, 2002. – 224 с.
13. *Кудряшов А.И.* Верхнекамское месторождение солей. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. 429 с.
14. *Маловичко А.А., Маловичко Д.А.* Изучение крупных техногенных сейсмических событий с использованием методов математического моделирования // Геофизика и математика. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. С. 200-205.
15. *Маловичко А.А., Дягилев Р.А., Шулаков Д.Ю., Бутырин П.Г., Баранов Ю.В.* Мониторинг природной и техногенной сейсмичности на территории Западно-Уральского региона // Геофизика и математика. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. С. 367-371.
16. *Николаев Н.И.* Вводные замечания по проблеме возбужденной сейсмичности // Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. М.: Наука, 1977.
17. Повторные гравиметрические наблюдения. М.: ВНИИГеофизика, 1976, 1979,1980, 1981, 1982, 1983, 1984, 1986, 1988.
18. *Рикитаки Т.* Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. С. 264-266.

19. *Сорокин Л.В.* Гравиметрия и гравиметрическая разведка. Л.: Гостоптехиздат, 1953, 384 с.
20. *Страхов В.Н.* Как геофизики должны осуществлять краткосрочный прогноз землетрясений // Геофизика, № 6, 2004. С. 54-57.
21. *Тупицын И.С., Костицын В.И.* Способ выявления предвестников землетрясений. Патент № 2179326, 2002.
22. *Чечкин С. А.* Основы геофизики. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 288 с.
23. *Юзефович А.П., Огородов Л.В.* Гравиметрия. М., 1980. 320 с.

МОДЕЛЬ СРЕДЫ – ОСНОВА ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ И РЕШЕНИЯ ПРЯМЫХ И ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ

В.А. Кочнев

ИВМ СО РАН

В некоторых работах встречаются утверждения, что прежде, чем построить модель необходим предварительный анализ гравитационного поля, используя различные упрощенные методы, не требующие априорной информации – методы особых точек и т.д. Не отрицая такой позиции, считая с одной стороны, это дело вкуса и опыта геофизиков, а с другой – и того инструментария, который у них имеется.

На примере, взятом в одной из таких статей, мне хотелось бы продемонстрировать другой подход, включающий в себя модели от простых до более сложных и решение обратных задач с самого первого шага – практически не используя априорной информации, применяя новые технологии [1,2,3]

Пример такой взят из статьи в «Геофизическом вестнике» [4]. В качестве исходных данных принята приведенная в статье кривая dg и рельеф поверхности. По профилю протяженностью 190 км, приняв шаг дискретизации 1 км, получим 190 точек со значениями dg, поверхности рельефа. Она же принята за поверхность наблюдения.

Предположим, что имеем самую простую модель – однослойную. Кровля слоя – поверхность рельефа, а подошву, предполагая ее плоской, подберем, варьируя от 2 до 10 км с шагом 2 км. Фоновую плотность примем равной 2.67. В результате решения обратных задач получим следующие значения минимальной и максимальной плотности блоков модели (табл.1):

Таблица 1

Подошва слоя, км	Минимальная плотность, г/см^3	Максимальная плотность, г/см^3	Невязки после 5 итераций, мГал
2	2.12	2.79	0.31
4	2.35	2.76	0.27

6	2.44	2.75	0.27
8	2.48	2.75	0.26
10	2.49	2.75	0.29

Анализируя таблицу, геофизик, работающий с известным разрезом, может остановиться на одном или двух вариантах залегания подошвы предполагаемой однослойной модели. Мы остановимся на модели с абсолютной отметкой подошвы слоя –4 км. Посмотрим, как выглядят кривые исходная и подобранная (рис.1а) (они точно совпали, о чем свидетельствует разность, идущая по нулевой линии). Разрез в блочном варианте вывода приведен на рис.1б. Данная модель имеет три достоинства:

- это простейшая модель
- модельная кривая dg точно совпадает с исходной
- обратная задача в однослойной модели при выбранной подошве имеет единственное решение (так как число неизвестных равно числу уравнений). Оно не зависит от начального приближения плотностей, которые будут заданы.

Проиллюстрируем последнее утверждение, задав разные начальные приближения (табл.2), и решим обратные задачи в 7 вариантах.

Таблица 2

№ эксперимента	Исходная плотность, г/см^3	Минимальн. плотность, г/см^3	Макс. плотность, г/см^3	Невязки после 1 итерации, мГал	Невязки после 10 итераций, мГал
1	2.4	2.35	2.76	16.22	0.19
2	2.5	2.35	2.76	10.19	0.19
3	2.6	2.35	2.76	7.39	0.19
4	2.7	2.35	2.76	10.75	0.19
5	2.35-2.76	2.35	2.77	0.19	0.09
6	2.6	2.35	2.767	7.39	0.14 (20 ит)
7	2.6	2.35	2.77	7.39	0.105 (40 ит)

В экспериментах с 1 по 4 мы получаем одинаковые плотности при разных начальных приближениях. В эксперименте 5 перегоняем результативные плотности в начальные приближения. В результате решения получаем в два раза меньшие невязки и максимальная плотность увеличивается на 0.01 г/см^3.

В экспериментах 6 и 7 мы пытаемся получить тот же результат, начиная с плотности 2.6 г/см^3. В эксперименте 7 при 40 итерациях нам этот удается. В данном случае, когда счет 40 итераций занимает 14 сек, решать задачу по варианту 5 или 7 разницы нет. Но когда решается большая трехмерная задача и какой-то результат получен, то есть смысл загрузить полученные результаты в начальные приближения и уточнять их, как это сделано в эксперименте 5.

Таким образом, последнее утверждение о свойствах модели можно уточнить: результат решения мало зависит от начального приближения и при большом числе итераций стремится к единственному.

В двухслойной может быть получено множество полезных для интерпретации моделей. Здесь может быть сформулировано следующее утверждение. При решении обратной задачи в многослойной модели (2 и более слоев) при сходимости процесса уточнения может быть получено решение, ближайшее к априорно заданному.

В докладе приведен пример решения обратной задачи в 2-слойной модели, в котором видно, что высокочастотные компоненты изменения плотности присущи слою 1, что физически вполне разумно.

Перейдем к контактной задаче: сначала в двухслойной, а затем в 5-слойной модели. Начальное положение границы примем –1200 м. Плотности примем постоянными: 2.3 г/см^3 в верхнем слое и 2.70 г/см^3 в нижнем. В точках 54-56 принята избыточная плотность 2.77 г/см^3, полученная при решении однослойной задачи. После 40 итераций получим невязку 0.25 мГал. При этом кривые исходная и модельная совпадают точно. Так как число неизвестных в данной контактной задаче равно числу уравнений, то задача имеет те же свойства, что и обратная при одном слое. То есть, независимо от первоначального положения границы при заданных плотностях в слоях, решение будет стремиться к единственному решению, обеспечивающему минимум невязки. Решив обратную контактную задачу, мы получаем границу раздела плотных и менее плотных пород, т.е. верхние кромки по всему разрезу (рис.1в). Используя возможности технологии, из двухслойной модели создадим 5-слойную. Для этого верхний слой расчленим на четыре таким образом, чтобы дополнительные границы (2,3,4) были подобны границе 5, но имели меньшую амплитуду по мере приближения к поверхности. Таким образом, постулируем унаследованное осадконакопление. Зададим следующие плотности в слоях: 2.2, 2.3, 2.4, 2.5, 2.7 г/см^3. В результате решения контактной задачи получим разрез, приведенный на рис. 1г. Как видно, унаследованность границ сохранилась. Несколько иной разрез получается, если предположить, что нижний слой однороден и имеет плотность 2.77 г/см^3 (рис.1д).

Мы не использовали априорные данные, так как у нас их не было, хотя возможности технологии позволяют учитывать не только начальные приближения, но и их достоверность. Таким образом, мы, используя пакет решения прямых и обратных задач, без учета априорных данных, получили в течение короткого времени несколько, на наш взгляд, полезных моделей. Учет априорных данных мог бы помочь решить подобную задачу более основательно. В качестве априорных данных могут выступать границы, полученные по сейсмическим данным как во временном, так и в глубинном масштабе, скорости и плотности по данным бурения, а также интерпретационные модели, которые геофизик хотел бы использовать при интерпретации.

Литература

1. *Кочнев В.А.,* 2005. Особенности постановки и решения обратных задач геофизики в адаптивном методе. Мат.32-й сессии Межд. научн. сем. им. Д.Г.Успенского. Пермь, 2005. с.131–133.
2. *Кочнев В.А., Васильев Д.В., Гоз И.В., Сидоров В.Ю*., 2005. Технологии решения прямых и обратных задач 3d гравиметрии и магнитометрии. Мат.32-й сессии Межд. научн. сем. им. Д.Г.Успенского. Пермь, 2005. с.134–137
3. *Кочнев В.А.,* 1995. Адаптивные методы решения обратных задач геофизики. (Учебное пособие). Красноярский государственный университет, ВЦК СО РАН (г.Красноярск). 130 с.
4. *Зайберг В., Слонимски П. и др.,* 2005. Прямые методы интерпретации потенциальных полей для решения задач смешанного типа на примере изучения Венского бассейна. Геофизический вестник, №7, 2005, с.7–13

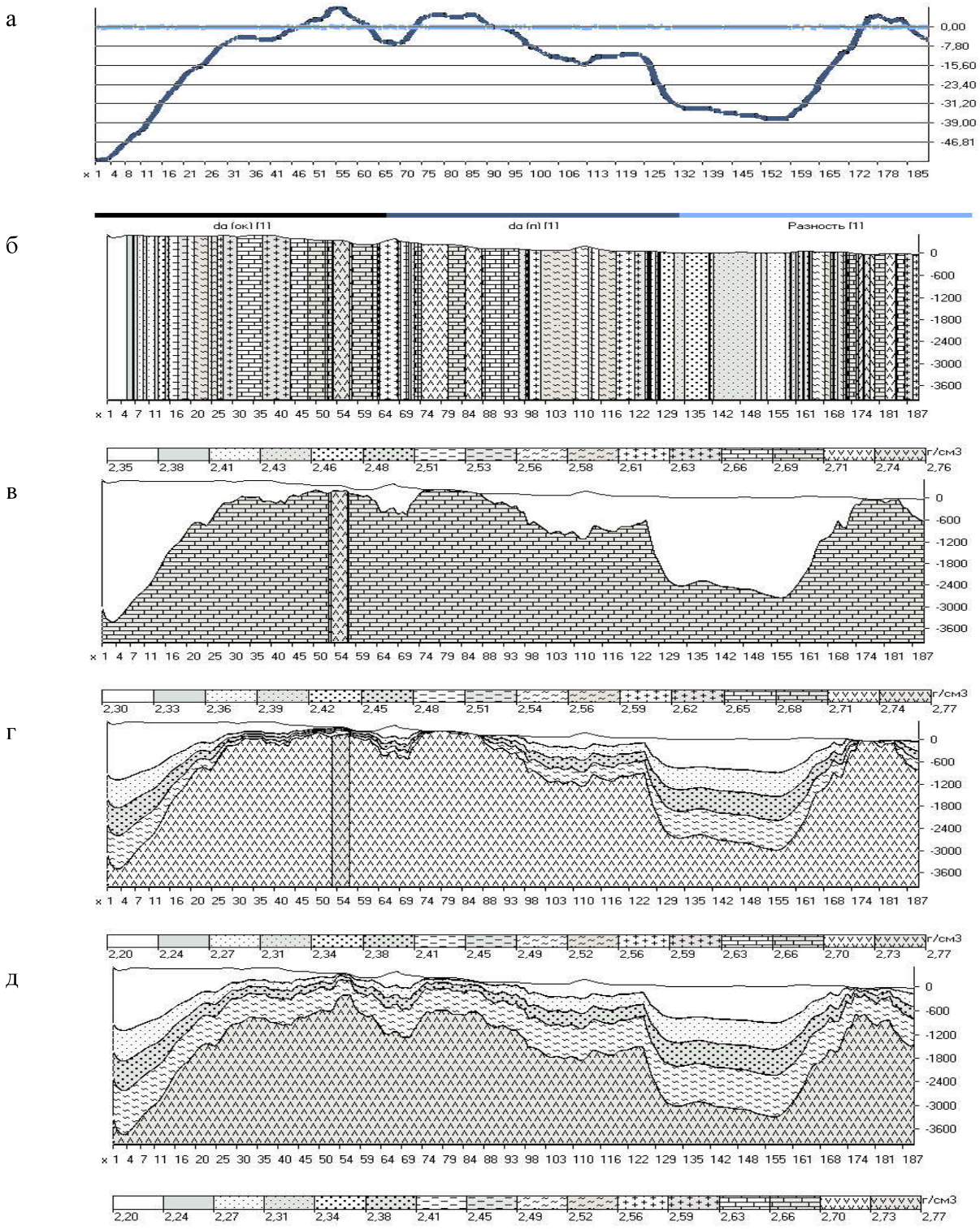


Рис.1 а) Кривые dg исходная, модельная и разность между ними (dg[ок]-dg[п]) б) Однослойная модель (обратная задача) в) Двухслойная модель (контактная задача) г), д) Пятислойные модели (контактная задача)

ИССЛЕДОВАНИЕ АДАПТИВНОГО МЕТОДА РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ПО ДАННЫМ АМТЗ

В.А. Кочнев, О.В. Кашафутдинов

ИВМ СО РАН

Основы метода МТЗ известны геофизикам по работам [1, 2, 8]. Особенности постановки и методов решения обратных задач с адаптивным подходом приведены во многих работах [3, 4]. Исследованию адаптивного метода решения обратной задачи МТЗ на моделях посвящены работы [5, 6, 7].

Для исследования были взяты данные с 19 пунктов наблюдения аудио-МТЗ (АМТЗ) по профилю, проходящему в районе Енисейского кряжа. Расстояние между пунктами около 500 м. Число периодов (частот) меняется от 99 до 234. Минимальные периоды варьируют от 0.5 до 0.7 мс, максимальные периоды от 85 до 430 мс. По формальным показателям данные вполне пригодны для решения обратных задач. Исходными данными для решения обратной задачи являются кривые ρ_k и φ. Анализируя их, а так же материалы первичной обработки, приходим к выводу, что достаточно принять модель с 6-тью слоями.

Начальные параметры априорной модели были взяты из результатов обработки и интерпретации, сделанной ранее.

Напомним, что при постановке обратной задачи задаются априорные – начальные приближения неизвестных параметров и их погрешность *Sx*, а также погрешность наблюденных данных *Su*. Погрешности исходных параметров приняты равными 500 м для мощностей и 500 Ом*м для сопротивлений, а погрешность $Su(\rho_k)$ и $Su(\varphi)$ находится путем предварительного решения обратной задачи при разных значениях *Su* для ρ_k и φ. Показателем качества решения была средняя геометрическая невязка (СГН), которая находилась по формуле:

$$d(Su(геом)_{ij}) = \sqrt{d(Su(\rho_k)_i) \cdot d(Su(\varphi)_j)}$$

где i – индекс значения *Su* для ρ_k;

j – индекс значения *Su* для φ.

В данной работе для нахождения $Su(\rho_k)$ и $Su(\varphi)$ для всех пунктов профиля были посчитаны матрицы [22x22] среднегеометрических невязок. Минимум невязки принимался за оптимальный вариант параметров $Su(\rho_k)$ и $Su(\varphi)$. К примеру на первой точке оптимальными приняты $Su(\rho_k)$=1.8 Ом*м, а $Su(\varphi)$=0.05^0 при СГН равной 2.95.

На большинстве пунктов средние геометрические невязки находятся в пределах 5 единиц. Лишь на пунктах 10, 11, 12 они достигают величин 51, 207, 30 – соответственно. В дальнейшем мы увидим, что это вызвано сильными

отскоками ρ_k и φ на определенных частотах, из-за влияния индустриальных помех.

Проведем детальный анализ решения обратной задачи на пункте 1. На рисунке 1(а, б) видим кривые ρ_k и φ исходные (тонкие линии) и полученные в результате решения прямой задачи по параметрам модели начального приближения (АМТЗ на пункте 1).

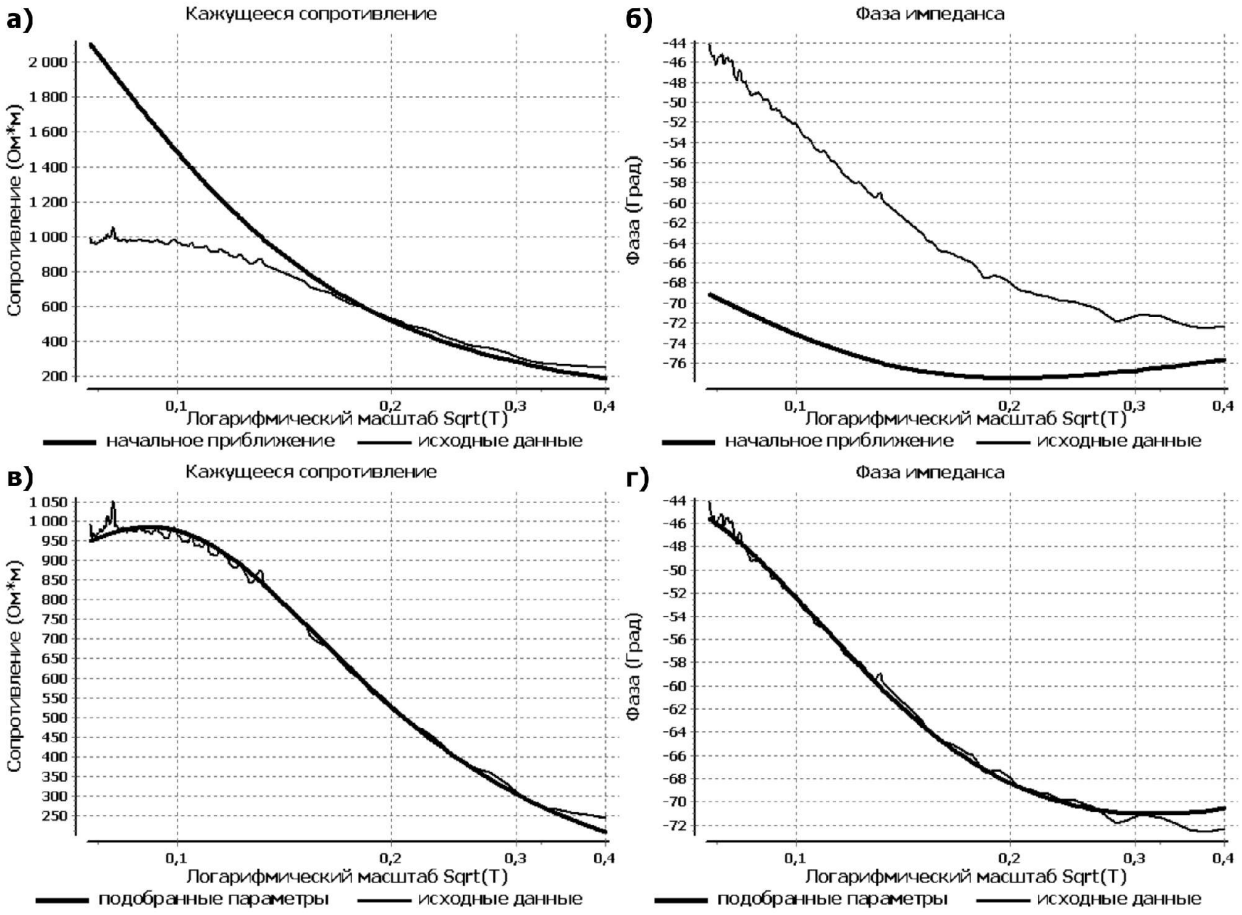


Рис.1. Кривые а) ρ_k; б) φ исходные и полученные после решения прямой задачи по начальной геоэлектрической модели на пункте 1; исходные и подобранные в) ρ_k; г) φ после решения обратной задачи на пункте 1.

На рисунке 1(а, б) видим, что только кривая ρ_k исходная и модельная совпадают в конечной части. Решив обратную задачу, получим уточненную модель, от которой модельные кривые хорошо согласуются с исходными (рис.1 (в, г)).

На рисунке 2(а, б) также показаны среднеквадратичные невязки в зависимости от итерации. Как видно, основное уточнение модели произошло на первых 15 итерациях.

На рисунке 2в видим модель начального приближения (пунктирная линия) и уточненную модель (сплошная линия). Уточненная модель сильно

отличается от исходной в интервале от 0 до 1200 метров. В уточненной модели выделяется высокоомный (около 8000 Ом*м) слой мощностью около 200 м. Сопротивление в первом слое уменьшилось от 4000 Ом*м, заданное в исходной модели до 800 Ом*м.

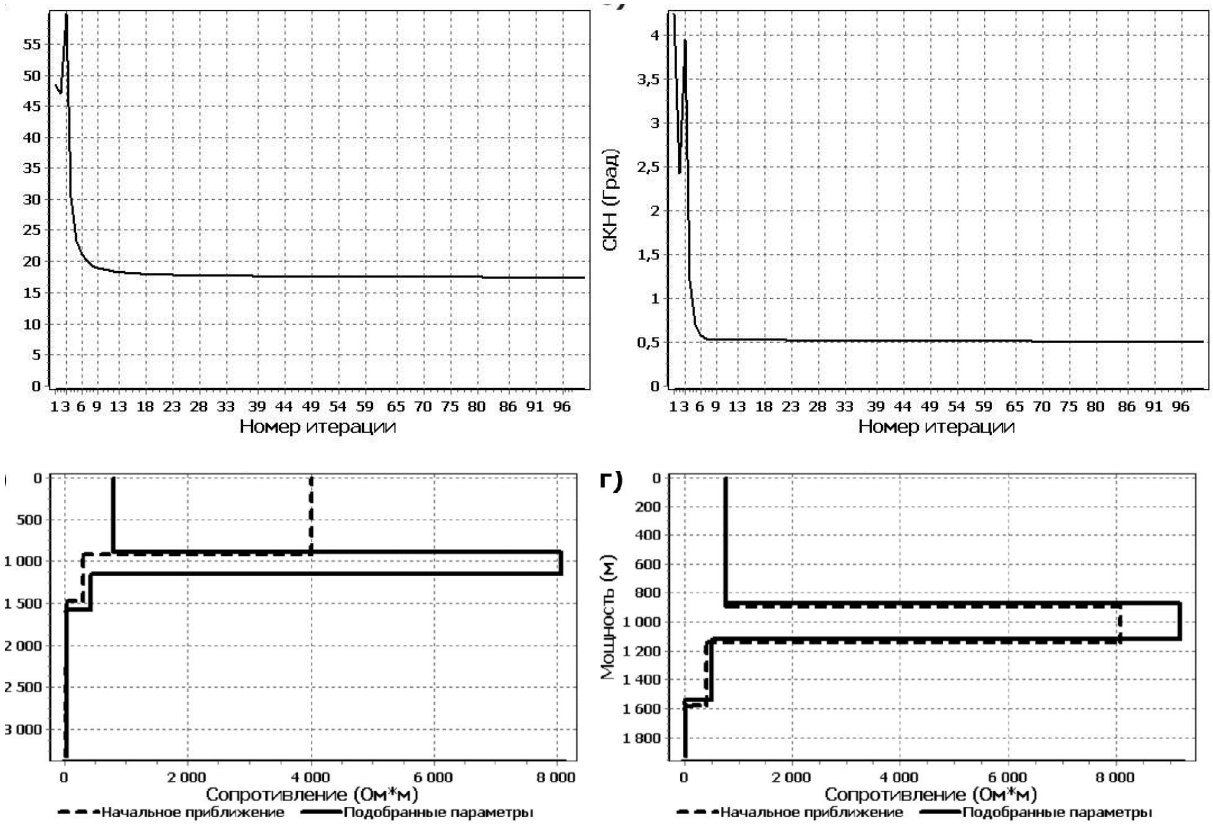


Рис.2. Невязки по а) ρ_k; б) φ в зависимости от итерации на пункте 1; модель начального приближения (пунктир) и уточненная модель (сплошная линия) на пункте 1 (в); геоэлектрическая модель после второго уточнения на пункте 1(г).

Примем полученную модель за исходную и уточним вторично решая обратную задачу. Результативная модель приведена на рисунке 2г. Как видим, после второго уточнения сопротивление второго слоя увеличилось до 9200 Ом*м, а остальные параметры остались практически без изменений.

Точно в том же порядке решим обратные задачи на последующих пунктах. В результате получим хорошее совпадение исходной и модельной кривых.

После решения обратной задачи по всем пунктам АМТЗ был построен геоэлектрический разрез. В докладе приводятся исходный геологический разрез, априорный и уточненный геоэлектрические разрезы.

Выводы: В работе показан пример использования адаптивного метода для решения обратной задачи по данным АМТЗ, полученным в сложном по строению районе. В результате удалось получить более точную

геоэлектрическую модель разреза. Показана возможность выявления и устранения ураганных помех. При отсутствии сильных помех удается получить решение, удовлетворяющее обеим кривым: ρ_k и φ .

Разработанные алгоритмы, программы и технические приемы могут быть использованы как для исследовательских работ на различных моделях, так и для опытной обработки производственных данных и для создания пакета программ и технологий решения обратных задач МТЗ и АМТЗ.

Авторы благодарны Тойб Р.Е. за консультации по методу МТЗ.

Список использованной литературы

1. *Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И.* 1992. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-однородных сред. Москва, Недра.
2. *Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. и др.* 1997. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. Москва, Диалог-МГУ.
3. *Кочнев В.А.* 2005. Особенности постановки и решения обратных задач геофизики в адаптивном методе// Международный научный семинар “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей” им Д.Г.Успенского 32-ая сессия./ Пермь. - С.131-134.
4. *Кочнев В.А.* 1993. Адаптивные методы решения обратных задач геофизики: Учеб. пособие: Краснояр. гос. ун-т; Красноярск, 120 с.
5. *Кочнев В.А., Кашафутдинов О.В.* 2005. Исследование на моделях решения обратных задач МТЗ с применением адаптивного метода// Международный научный семинар “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей” им Д.Г.Успенского 32-ая сессия./ Пермь. - С.137-140.
6. *Кашафутдинов О.В.* 2005. Обоснование прямой и обратной задач магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и эксперименты по их решению/Красноярск. – 83 с . – Библиогр.: 17 назв. – Рус. – Деп. В ВИНИТИ 21.03.2005 № 375-В2005
7. *Кочнев В.А., Кашафутдинов О.В.* 2005. Исследование на моделях решения обратной задачи МТЗ в радиочастотном диапазоне// Международный научный семинар “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей” им Д.Г.Успенского 32-ая сессия, 24.01.2005 г.Пермь. С.104-108.
8. *Яновская Т.Б., Порохова Л.Н.* 1983. Обратные задачи геофизики. Учебное пособие. Изд-во Ленингр. гос. университета. 212 с.

К ПОСТРОЕНИЮ ОТКРЫТЫХ МНОГОПРОЦЕССОРНЫХ СИСТЕМ КОМПЬЮТЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

В.Н. Кризский, В.А. Чекрыжев

Стерлитамакская государственная педагогическая академия, г. Стерлитамак

Усложнение моделей численно решаемых геофизических задач влечет увеличение компьютерного времени счета. Это особенно значимо для персональных однопроцессорных систем, наиболее распространенных в геофизических и научных организациях. Одним из способов решения данной проблемы, кроме оптимизации существующих и построения более «быстрых» алгоритмов и программ, является использование многопроцессорных систем и вычислительных кластеров с возможностью распараллеливания вычислений.

На базе Стерлитамакской госпедакадемии (СГПА) разрабатывается программно-аппаратный комплекс открытой архитектуры, предназначенный для вычисления ресурсоемких геофизических задач на базе вычислительного кластера. Управление системой и заданиями ориентировано через электронные сети: локальные сети СГПА, внешний доступ по телефонным каналам, сеть Интернет. Загрузка исходных данных и кодов программ выполняется с компьютера сети, имеющего доступ к серверу комплекса. Помимо пользовательских задач, система предусматривает создание электронной библиотеки готовых к использованию наборов программ, которые могут быть использованы и в учебных целях.

Активация каждого из узлов-компьютеров кластера выполняется в зависимости от потребностей программы. Задача ожидает своей очереди и запускается после того, как будет освобождено затребованное количество узлов. Планировщик сервера распределяет задачи по узлам кластера. На каждом узле служба управления заданиями сообщает статус загруженности узла, что позволяет контролировать доступность узла в каждый момент времени.

Каждому пользователю среды при регистрации присваивается уникальное для системы имя, от лица которого выполняются те или иные операции. Политика доступа позволяет управлять правами пользователей на основе принадлежности к группам. Группа определяет маску видов доступа к различным действиям и возможностям управляющей среды. Объединение списков записей принадлежности к группам определяет полномочия пользователя.

Доступ к оболочке управления не требует дополнительного программного обеспечения, кроме Web-браузера. Дополнительно предлагается управление очередью задач через удаленный ssh доступ в режиме командной строки.

Реализуется несколько режимов для выполнения пользовательских приложений:

- Распараллеленное приложение с использованием технологии MPI;

- Приложение, написанное с использованием шаблонных вычислительных библиотек (так же MPI основанное);
- Приложение последовательного выполнения команд (не MPI);
- Приложение из общей библиотеки алгоритмов (любого из выше перечисленных типов).

Расширяемость системы позволяет встраивать в комплекс готовые модули-программы для решения задач определенных классов, где пользователю достаточно указать граничные условия, свойства среды и т. п.

Общий алгоритм исполнения реализуется следующим образом.

Постановка задачи и входные данные загружаются на сервер, где формируется очередь заданий. По наступлению очереди архив данных и программы посылаются по сети на ответственный узел. Ответственным назначается узел с наименьшим номером из списка отведенных для исполнения данной задачи, остальные узлы назначаются ведомыми. Все узлы сформированной подгруппы помечаются планировщиком как занятые. На ответственном узле выполняется компилирование программы. Если компиляция прошла неудачно, то узлы из подгруппы помечаются свободными и задание удаляется из очереди, иначе наступает следующий этап – запуск программы. При этом узлы подгруппы информируются о назначенном ответственном узле. Продолжительность выполнения задания не должна превышает время, указываемое пользователем при загрузке программы на сервер. При достижении лимита максимальной продолжительности копии программ экстренно завершаются, узлы помечаются свободными и задание удаляется из очереди. После успешного завершения счета собираются выходные данные, по мере необходимости производится их визуализация, подготавливается архив с результатами расчетов, который передается обратно на управляющий сервер. Последовательность завершается удалением задания из очереди.

Управление системой происходит в среде, дружественной для пользователя. Функциональное назначение интерфейсной части комплекса:

- обеспечение ввода исходного кода пользовательской программы и исходных данных;
- планирование заданий;
- наглядное отображение результатов работы программы пользователя;
- вывод данных в удобном для пользователя формате;
- контроль состояния кластера;
- управление кластером;
- управление реестром пользователей и политиками доступа.

Оболочка выполнена в виде набора модулей с гибкой возможностью настройки и расширения без значительных затрат на модификацию существующего кода.

Комплекс разворачивается на базе операционной системы GNU/Linux с использованием свободного и бесплатного программного обеспечения распространяющегося по лицензии GNU GPL.

В проекте реализована подсистема вычислительного кластера, часть интерфейсной оболочки, формируются программные модули решения задач геоэлектрики постоянного тока в различных по геометрии кусочно-однородных средах.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ЗОНДА В ЗАДАЧАХ НАВИГАЦИИ LWD-СИСТЕМ

В.Н. Кризский, Н.В. Трегубов

Стерлитамакская государственная педагогическая академия, г.Стерлитамак

В работе рассмотрена математическая модель электрического поля зонда, находящегося в скважине в горизонтально-слоистой среде. Решение ищется на основе использования комбинированного метода интегральных представлений, интегральных уравнений и интегральных преобразований.

Рассмотрим горизонтально-слоистую среду, разделенную параметрически заданными границами на горизонтальные слои Ω_i, $i = \overline{1,3}$ с удельными электрическими проводимостями σ_i, $i = \overline{1,3}$ соответственно. В слое Ω_2 зададим область Ω_0, определяющую скважину заполненную буровым раствором удельной электрической проводимости σ_0. Пусть в точке $A \in \Omega_0$ находится точечный источник постоянного тока силы I.

Введем систему координат с осью OY, параллельной образующим границ пластов так, чтобы направляющие цилиндрических границ описывались функцией переменной x: $\varphi_1(x)$ и $\varphi_2(x)$ для верхней и нижней границы соответственно (Рис.1).

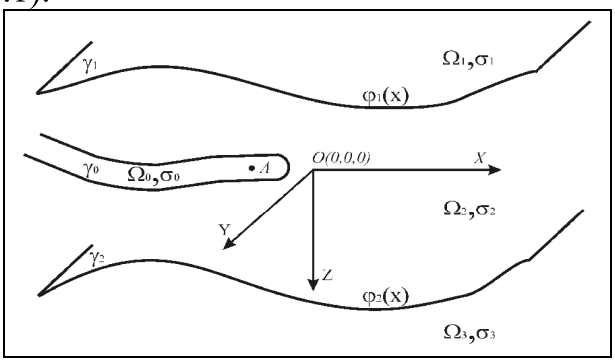


Рис.1. К постановке задачи

Электрическое поле, создаваемое источником постоянного тока, описывается следующей краевой задачей:

$$\Delta u_0(P) = -\frac{I}{\sigma_0}\delta(P - A), \tag{1}$$

$$\Delta u_i(P) = 0, i = \overline{1,3}, \tag{2}$$

$$u_i(P)\big|_{\gamma_i} = u_{i+1}(P)\big|_{\gamma_i}, \ \sigma_i \frac{\partial u_i(P)}{\partial n}\bigg|_{\gamma_i} = \sigma_{i+1} \frac{\partial u_{i+1}(P)}{\partial n}\bigg|_{\gamma_i}, \ P \in \gamma_i, i = 1,2, \tag{3}$$

$$u_0(P)\big|_{\gamma_0} = u_2(P)\big|_{\gamma_0}, \quad \sigma_0 \frac{\partial u_0(P)}{\partial n}\bigg|_{\gamma_0} = \sigma_2 \frac{\partial u_2(P)}{\partial n}\bigg|_{\gamma_0}, \quad P \in \gamma_0, \tag{4}$$

$$u_i(P) \to 0, \; i = \overline{0,3}, \; P(x,y,z) \to \Gamma, \quad (x,y,z) \in R^3, \tag{5}$$

где Δ – оператор Лапласа, I – сила тока, γ_i – границы разделов сред, n – вектор нормали, (3)–(4) – условия непрерывности потенциала и плотности тока на границах контактов сред соответственно.

Рассмотрим вспомогательную задачу, определяющую функцию Грина в горизонтально-слоистой среде без скважины.

$$\Delta G(P,Q) = -\delta(P-Q), \; P(x,y,z), Q(x_Q, y_Q, z_Q), \tag{6}$$

$$G_i(P,Q)\big|_{\gamma_i} = G_{i+1}(P,Q)\big|_{\gamma_i}, \; i = 1,2, \tag{7}$$

$$\sigma_i \frac{\partial G(P,Q)}{\partial n}\bigg|_{\gamma_i} = \sigma_{i+1} \frac{\partial G(P,Q)}{\partial n}\bigg|_{\gamma_i}, \; i = 1,2, \tag{8}$$

$$G(P,Q) \to 0, \; P \to \Gamma. \tag{9}$$

Применим в каждой области Ω_i, $i = \overline{0,3}$ формулу Грина

$$\iint_{\Omega_i} (u_i(P)\Delta G(P,Q) - G(P,Q)\Delta u_i(P))d\Omega_i = \int_{\gamma_i} (u_i(P)\frac{\partial G(P,Q)}{\partial n} - G(P,Q)\frac{\partial u_i(P)}{\partial n})d\gamma_i, \tag{10}$$

получим: $$-u_i(P)\nu_i + \frac{I}{\sigma_0} G(P,A)\delta_0^i = \int_{\gamma_i} (u_i(Q)\frac{\partial G(P,Q)}{\partial n_Q} - G(P,Q)\frac{\partial u_i(Q)}{\partial n_Q})d\gamma_{i_Q}, \tag{11}$$

где δ_0^i – символ Кронекера, $\nu_i = \begin{cases} 1, P \in \Omega_i \\ 1/2, P \in \gamma_i \\ 0, P \notin \Omega_i \text{ и } \gamma_i \end{cases}$.

Умножим (11) на σ_i и просуммируем равенства по $i = \overline{0,3}$, с учетом условий (3)–(4), (7)–(8), получим интегральное представление решения задачи (1)–(5):

$$-u(P)\sum_{i=0}^{3} \nu_i \sigma_i = (\sigma_2 - \sigma_0) \iint_{\gamma_0} u(Q)\frac{\partial G(P,Q)}{\partial n_Q} dS_Q + IG(P,A) \tag{12}.$$

Неизвестные значения потенциала $u(Q)$ на поверхности скважины γ_0 определяются из интегрального уравнения

$$u(P) - 2\frac{\sigma_2 - \sigma_0}{\sigma_2 + \sigma_0} \iint_{\gamma_0} u(Q)\frac{\partial G(P,Q)}{\partial n_Q} dS_Q = \frac{2I}{\sigma_2 + \sigma_0} G(P,Q),$$

полученного из (12) при $P \in \gamma_0$.

Решение вспомогательной задачи (6)–(9) находится комбинированным методом интегральных преобразований и интегральных уравнений [3]. И дается интегралом $G(P,Q) = \frac{2}{\pi}\int_0^\infty G_i^\lambda(x,z,x_Q,z_Q)\cos\lambda(y-y_Q)d\lambda$, $i = \overline{1,3}$, где $G_i^\lambda(x,z)$ находятся по формулам:

$$G_i^{\lambda}(x,z) = \frac{\sigma_0}{\sigma_i}(W_1^{\lambda}(x,z) + W_2^{\lambda}(x,z) + V^{\lambda}(x,z)), \quad (x,z) \in \tilde{\Omega}_i, i = 0,1,2,$$

$$V^{\lambda}(x,z) = \frac{I}{2\sigma_0}\tilde{G}^{\lambda}(x,z,x_A,z_A), \qquad W_i^{\lambda}(x,z) = \int_{\gamma_i} \mu_i^{\lambda}(x_Q,z_Q)\frac{\partial}{\partial n}\tilde{G}^{\lambda}(x,z,x_Q,z_Q)d\gamma_i, \ i = 1,2,$$

$\tilde{G}^{\lambda}(x,z,x_Q,z_Q) = \frac{1}{2\pi}K_0(\lambda\sqrt{(x-x_Q)^2+(z-z_Q)^2})$, где K_0 — функция Макдональда, n – вектор нормали к направляющим кривым границ разделов сред γ_i. Функции плотности $\mu_i^{\lambda}(x,z)$ находятся из системы интегральных уравнений

$$\begin{cases} \mu_1^{\lambda}(x,z) - 2\frac{\sigma_1-\sigma_0}{\sigma_1+\sigma_0}(W_1^{\lambda}(x,z) + W_2^{\lambda}(x,z)) = \frac{\sigma_1-\sigma_0}{\sigma_1+\sigma_0}\frac{I}{2\sigma_0}\tilde{G}^{\lambda}(x,z,x_A,z_A), \\ \mu_2^{\lambda}(x,z) - 2\frac{\sigma_0-\sigma_2}{\sigma_0+\sigma_2}(W_1^{\lambda}(x,z) + W_2^{\lambda}(x,z)) = \frac{\sigma_0-\sigma_2}{\sigma_0+\sigma_2}\frac{I}{2\sigma_0}\tilde{G}^{\lambda}(x,z,x_A,z_A), \end{cases}.$$

Алгоритм решения задачи был программно реализован. Проведено сопоставление полученных значений с результатами задачи без учета скважины.

На рис.2 приведены результаты для плоско-параллельной среды, границы пластов которой заданы уравнениями $z = 2$, $z = -2$, скважина – круговой цилиндр - расположена горизонтально вдоль оси x от -1 до 0 с радиусом 0,1 *м*, $\sigma_1 = 0{,}2$ *См/м*, $\sigma_2 = 0{,}01$ *См/м*, $\sigma_3 = 0{,}3$ *См/м*, $\sigma_0 = 0{,}3$ *См/м*. Источник тока силы $I = 10$ *А* находится в точке (-0,2;0;0), а приемник тока на профилях:

1) x=2, y=0, $-5 < z < 5$ (рис. 2.1);
2) y=0, z=1, $-5 < x < 5$ (рис. 2.2).

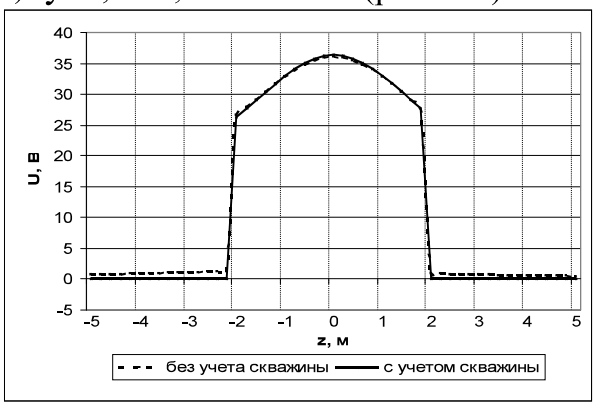


Рис. 2.1.

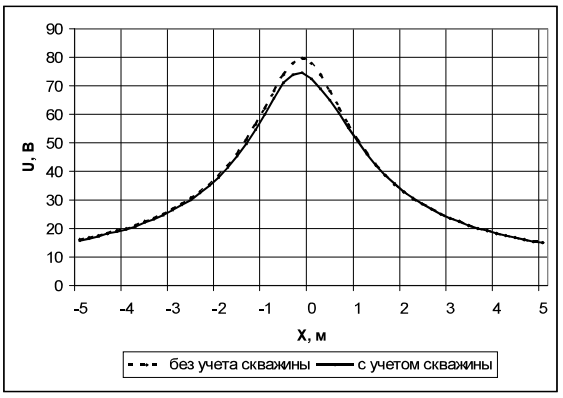


Рис. 2.2.

Выявленные различия позволяют точнее интерпретировать данные геоэлектрики LWD-систем с целью прогноза границ пласта при навигации скважин в процессе бурения.

Литература

1. *Иванов В.Т., Масютина М. С.* Методы решения прямых и обратных задач электрокаротажа. М.: Наука, 1983. – 143 с.
2. *Кризский В.Н.* Математическая модель геонавигации в системах управления бурением горизонтальных скважин. // Автоматика и телемеханика. – 2004. – №5. – С.45-51.

3. *Кризский В.Н., Трегубов Н.В., Рахимов И.Р.* К решению задачи геонавигации постоянным током в системах управления бурением горизонтальных скважин // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 32-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского,– Пермь: Горный институт УрО РАН, 2005, с.140-143.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ АЛЬП И ЮЖНОГО УРАЛА (ПРОФИЛЬ URSEIS-95)

Н.Б. Кузнецов

ГИН РАН

Южный Урал – это южная часть позднепалеозойского коллизионного орогена, образовавшегося в зоне столкновения двух палеоконтинентов: древнего скелетона Восточно-Европейского кратона и Сибирско-Казахстанско-Киргизского континентов. Позднее, на постколлизионном этапе произошло усложнении этого орогена – тектоническое и эрозионное расчленение его на отдельные фрагменты [1-3]. Современная структура осевой части Южного Урала представляет собой чередование тектонических единиц континентального, надсубдукционного и океанического происхождения. С запада на восток это – Башкирское поднятие, Зилаирский синклинорий (синформа) с вложенным в её осевую часть Сакмарским и Кракинским аллохтонами (аллохтонными зонами), поднятие (антиформа) Уралтау; Присакмарско-Вознесенская, Западно-, Центрально- и Восточно-Магнитогорская зоны, зона Восточно-Уральского поднятия, осложненная Сухтелинско-Арамильской синформной зоной, Карталинско-Варненская и Буруктальская зоны. Неравномерная обнаженность, фациальная изменчивость и все еще недостаточная палеонтологическая охарактеризованность комплексов, слагающих современные структурные зоны Южного Урала, затрудняют проведение корреляций между отдельными тектоническими единицами региона. Представляется, что именно вследствие этого в настоящее время доминируют представления, в соответствие с которыми эмпирически устанавливаемое современное чередование тектонических единиц сформировалось в результате последовательно проявлявшихся аккреционных процессов на окраинах Палеоуральского океана (преимущественно в среднем палеозое). Поэтому отдельные современные структурные зоны и их комбинации при палеотектонических построениях интерпретируют как реликты микроконтинентов, палеоостроводужных ансамблей и бассейнов с корой океанического типа [4-10]. Это означает, что современная структурная зональность Южного Урала большинством исследователей интерпретируется как реликтовая по отношению к аккреционной палеоструктуре.

Альпы – это кайнозойский коллизионный ороген, который возник в зоне столкновения Адриатической и Европейской плит. К настоящему времени надежно установлено, что современный коллизионный ороген Альп представляет собой широкую область деформирования и «перемешивания» комплексов окраин Адриатического и Европейского континентов, а также океанических бассейнов и микроконтинентов, существовавших между ними [11].

В строении верхних горизонтов коры Альпийского орогена выделяется несколько систем тектонических покровов – Австро-Альпийские, Пенинские и Гельветские покровы (рис. 1). Считается, что Австро-Альпийские покровы являются «Адриатическими» комплексами, Гельвецкие покровы – комплексами Европейской окраины, а Пенинские покровы являются реликтами Пьемонско-Лигурийского океана. Отчетливо выделяемые в Альпах массивы кристаллических пород – Монте-Роза, Аар, Готтар, и др., в настоящее время интерпретируются как аллохтонные массивы – сиалические блоки, сложенные сильно деформированными породами Европейской окраины, «затянутые» вглубь зоны коллизии и всплывшими далеко позади фронта покровов (Рис.1). Этот стиль строения, основы понимания которого были заложены еще во второй половине XIX веке [12] и детально описанный в классических работах по геологии и тектонике коллизионного пояса Альп [13, 14], находит полное подтверждение в современных геолого-геофизических построениях, см. например, материалы и модели по профилям и трансектам EGT, TRANSALPS, ECORS-CROP Alps и др., пересекающим Альпы вдоль и поперек [11].

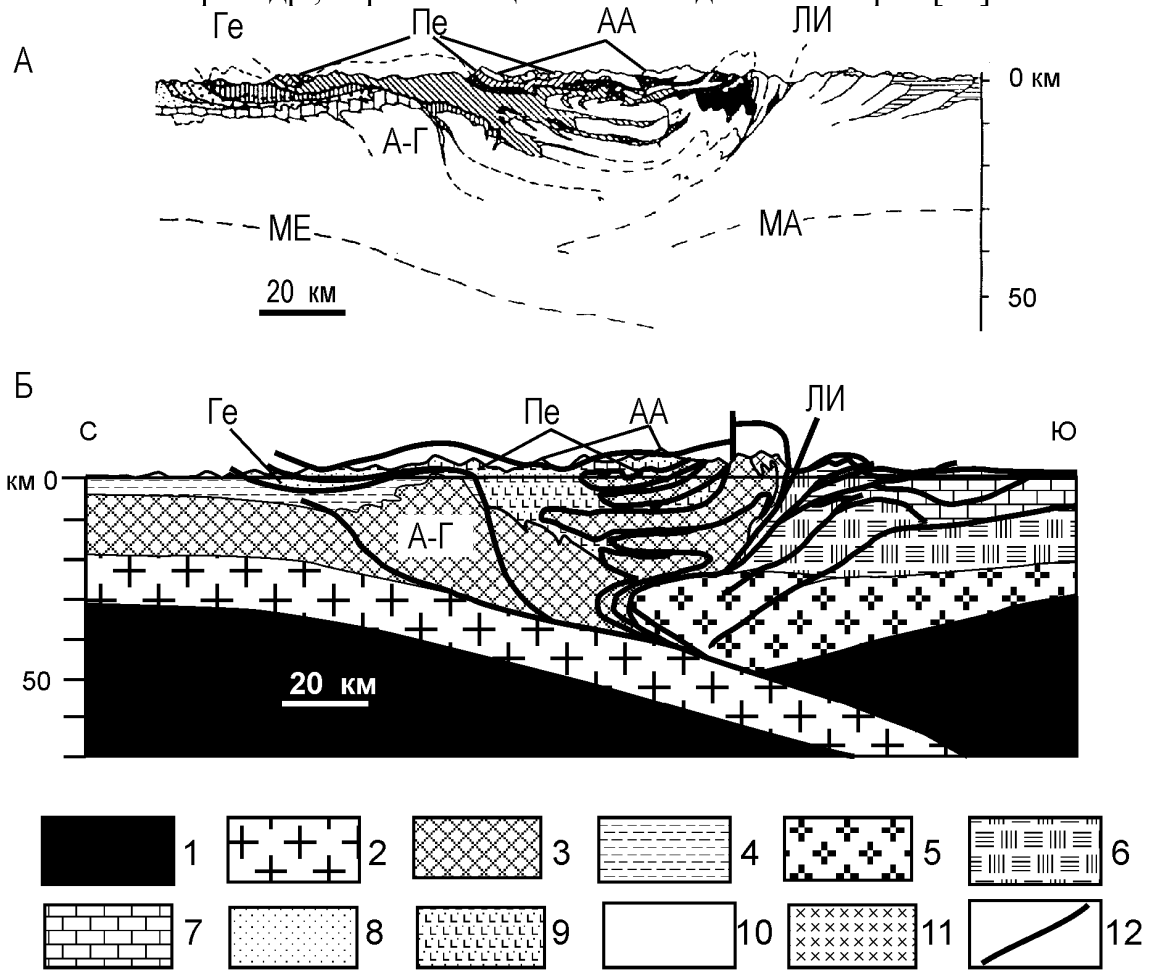


Рис. 1. Геологический разрез через Альпы по [14] (А) и сейсмо-геологический разрез через Альпы, профиль EGT по [17], с упрощениями (Б).
Ге- Гельветские покровы; Пе - Пенинские покровы; АА - Австроальпийские покровы; А-Г - массивы Аар и Готтар; ЛИ - линия Инсубрик.

Б. 1- мантия; 2-4 – Европа: 2 - нижняя кора; 3 - верхняя кора; 4 - “чехол”; 5-7 Адрия: 5 - нижняя кора; 6 - верхняя кора; 7 - “чехол”; 8-10 - аллохтонные комплексы: 8 - Гельвецкие покровы; 9 - Пеннинские покровы; 10 - Австроальпийские покровы; 11 - гранодиориты и тоналиты, плутон Бергель; 12 - крупные разломы и надвиги.

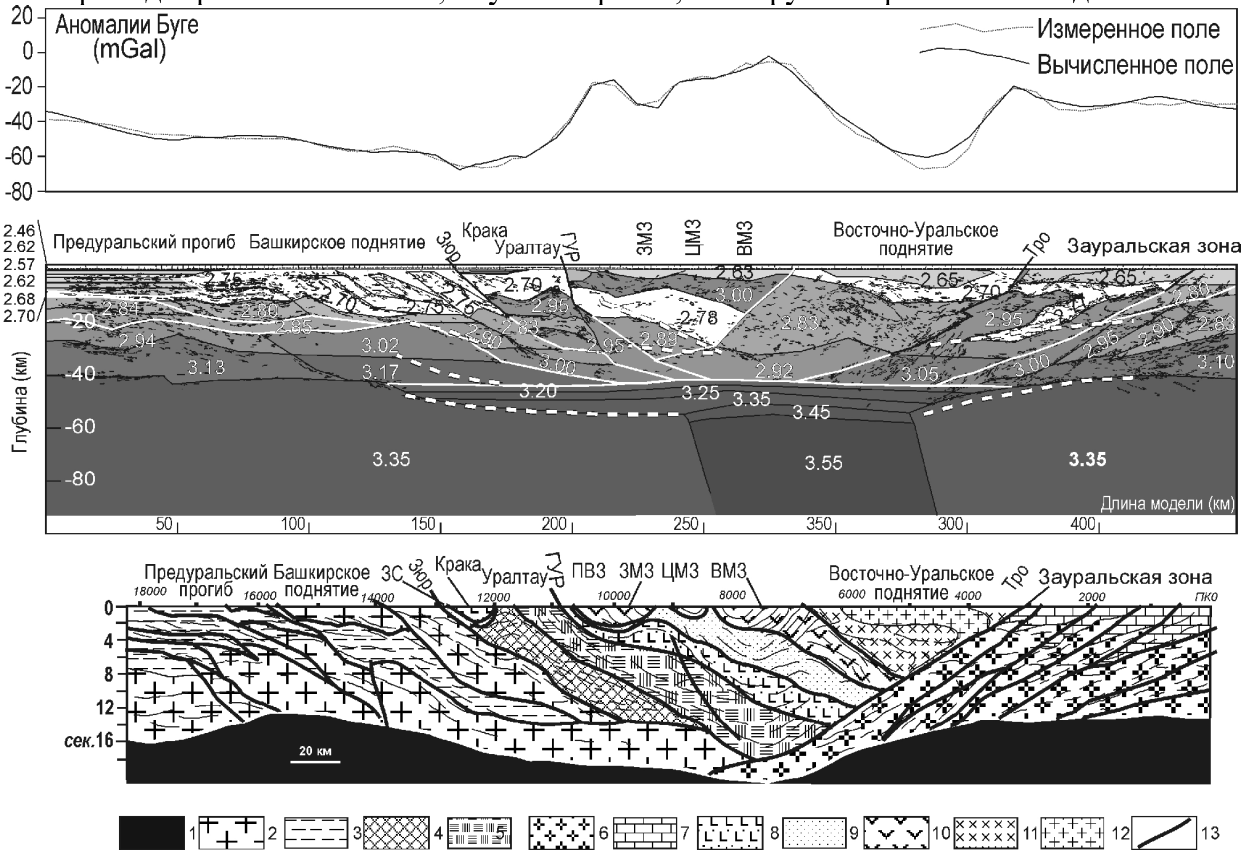


Рис. 2. Геолого-геофизические модели строения Южного Урала по профилю УРСЕЙС-95. А – по [18], с незначительными изменениями, Б – по [3].

1 – мантия; 2-3 – Восточно-Европейский кратон: 2 – нижняя кора; 3 – верхняя кора; 4 – Суванякский терреин; 5 – Южноуралтауский терреин; 6-7 – Сибирско-Казахстанско-Киргизский континент: 6 – нижняя кора; 7 – верхняя кора; 8 – ранне-среднепалеозойские офиолиты и кремнисто-базальтовые комплексы Кракинского аллохтона и Присакмарско-Вознесенской зоны; 9 – девонские кремнистые и позднеедевонско-каменноугольные терригенные и карбонатные образования верхних структурных элементов Присакмарско-Вознесенской зоны и Центрально-Магнитогорской зоны; 10 – девонско-раннекаменноугольные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования Западно- и Восточно-Магнитогорской зоны; 11-12 – докембрийские(?) и палеозойские комплексы зоны Восточно-Уральского поднятия: 11 – метаморфизованные и не метаморфизованные породы; 12 – гранитоиды; 13 – крупные разломы и надвиги.

ЗС – Зилаирская синформа; Зюр – Зюраткульский разлом; ГУР – Главный Уральский разлом; ПВЗ – Присакмарско-Вознесенская зона; ЗМЗ – Западно-Магнитогорская зона; ЦМЗ – Центрально-Магнитогорская зона; ВМЗ – Восточно-Магнитогорская зона; Троцк – Троицкий разлом; ВУР – Восточно-Уральский разлом. Цифрами внутри контуров блоков модели (А) показаны значения плотности в г/ссм.

Сопоставление Южного Урала и Альп. Эпипалеозойский Уральский покровно-складчатый пояс по своему внутриконтинентальному положению (расположен внутри континента) и способу образования (образован в зоне столкновения двух континентов – в зоне континентальной коллизии) вполне сопоставим с коллизионным орогеном Альп. Последнее десятилетие знаменовалось проведением на Урале комплексных геофизических исследований по нескольким региональным профилям, подобным проводившимся в Альпах. В частности, южный сегмент Урала был пересечен профилем URSEIS-95. Материалы по этому профилю по своему качеству вполне сопоставимы с материалами по профилям через Альпы, что дает возможность провести принципиальное сравнение строения этих коллизионных поясов. Конечно, вещественные комплексы, слагающие Урал и Альпы совершенно разные, но сжимающие и выталкивающие в процессе коллизии силы имеют одинаковую природу и в Альпах, и на Урале, поэтому должны создавать в общем схожие деформации толщ и системы разломов в зоне столкновения. В Альпах эти структуры еще не затронуты пост-коллизионными процессами и демонстрируются почти в «чистом виде». Но области наибольшего деформирования подвергаются и наиболее интенсивному поднятию и, следовательно, сильной эрозии. Очевидно, что на Урале большая часть шарьированных на запад покровов и комплексов из зоны наиболее интенсивной деформации и перемешивания должна быть эродирована. Тем не менее сопоставление геолого-геофизических разрезов через Южный Урал (URSEIS-95) и Альпы демонстрирует схожесть основных тектонических черт этих покровно-складчатых поясов [1-3]. Главными соответствующими парами являются (Альпы – Южный Урал):

1) главный детачмент Европейской окраины (граница между нижней и верхней корой) – главный детачмент Южно-Уральской окраины Балтии (кровля допалеозойского фундамента); 2) Массивы Аар и Готтар – поднятие Уралтау; 3) Крайнее южное ограничение массивов Аар и Готтар – Главный Уральский разлом; 4) Линия Инсубрик – Восточно-Уральский разлом; 5) Гельветские покровы – Зилаирская синформа; 6) Пенинские покровы – аллохтонный массив Крака, Западно- и Восточно-Магнитогорские зоны. Это означает, что почти всем типовым структурам современного коллизионного пояса Альп можно сопоставить соответствующие тектонические структуры южной части герцинского Уральского коллизионного пояса. Работы последних лет на Южном Урале позволили нам описать камсакский метаморфический комплекс [15], который может быть сопоставлен элементам строения покровов Пенинского типа, сложенным сильно дислоцированными и неравномерно метаморфизованными образованиями, которые чрезвычайно широко представлены в Альпах.

Альпы характеризуются относительной молодостью структуры и чрезвычайно яркой расчлененностью рельефа. Все это предопределило чрезвычайно высокий уровень геологической изученности Альп. А это, в свою очередь обусловило то, что региональные геолого-геофизические модели строения Альп в значительной степени базируются на собственно геологических и структурно-геологических материалах по верхнекоровому строению Альп. Чего нельзя сказать в отношении региональных геолого-геофизических моделей строения Южного Урала по профилю URSEIS-95 и по другим региональным профилям. Это связано с тем, что для Южного Урала характерна незначительная расчлененность рельефа и неравномерная (чаще всего неудовлетворительная) обнаженность, что объективно обусловливает существенно более низкий, по сравнению с Альпами, уровень геологической изученности Южного Урала. Фактически, в настоящее время с уверенностью можно говорить о том, что на Южном Урале надежно установлены лишь поля распространения определенных комплексов, их комбинаций и ассоциаций, т.е. надежно выявлены и ограничены тектонические зоны. Как правило, гораздо с меньшей степенью надежности можно говорить и о внутреннем строении этих тектонических зон. И еще менее надежно установленным (в первую очередь по причине недостаточной расчлененности рельефа) следует признать характер ограничения этих зон – тип границ, их возраст, характер смещения по ним, а в некоторых случаях и их пространственную ориентировку (наклон и характер поведения на глубине).

Объективно предопределенная практическая невозможность (или, по крайней мере, большая сложность) надежного установления геологическими методами пространственной ориентировки границ между тектоническими зонами Южного Урала не дает возможность задавать надежные геометрические контуры верхнекоровых частей геолого-геофизических моделей. Во многих моделях границы между зонами постулируются достаточно крутыми, или слабонаклонными, часто уходящими вниз на всю мощность земной коры. В качестве примера таких построений можно привести одну их первых интерпретаций по профилю URSEIS-95 Д.Брауна и др. [16,17], где Присакмарско-Вознесенская, Западно-, Центрально- и Восточно-Магнитогорская зоны показаны как одно недифференцированное тело, имеющее в плоскости профиля трапециевидное сечение, уходящее от поверхности на всю мощность земной коры и ограниченное на западе крутопадающим на восток сквозькоровым Главным Уральским разломом (ГУР), а на востоке – крутопадающим на запад сквозькоровым Восточно-Магнитогорским разломом. Это тело интерпретировано как слабонарушенное девонское островодужное сооружение, причленённое в самом конце девона к пассивной окраине Восточно-Европейского континента. (В этой связи нельзя не отметить, что сейсмические исследования по отраженным волнам вдоль профиля URSEIS-95 показали, что ГУР выражен на монтажах волн, гораздо слабее других разломов, и вообще не прослеживается глубже 15 км).

В целом, для коллизионных поясов характерен совершенно другой стиль строения. Так, например, в Альпах, большинство тектонических контактов, фиксируемых на поверхности, – это не сквозькоровые разломные зоны, а фронты покровных комлексов. Для центрального сегмента коллизионной зоны чрезвычайно характерно широкое распространение покровных аллохтонных (перемещенных) образований, формирующих чередование («перемешивание») комплексов различного вещественного состава и происхождения. В работе [18] приводится геолого-геофизическая модель (далее модель D&G) вдоль профиля URSEIS-95 в альпийском стиле, в которой вся Магнитогорская зона интерпретируется как аллохтонная инверсионная структура, то есть тяжелые (~3.0 г/ссм) комплексы островодужного происхождения не протягиваются на всю мощность коры, а подстилаются легкими (~2.78 г/ссм) (сиалическими?) образованиями (Рис.2). Расчеты показывают, что такая интерпретация не противоречит наблюденному гравитационному полю. Представляется, что модель D&G более реалистична, чем модель [Brown et al., 1998; 2003], так как лучше соответствует всей совокупности имеющихся данных.

Сопоставление плотностных моделей по профилям, секущим Южный Урал (модель D&G) и Восточные Альпы [19], показывает, что оба коллизионных орогена характеризуются утолщенными (до ~40-50 км) корами с плотностями в коровых блоках, варьирующими в пределах (2.75 – 3.05 г/ссм). Утолщение коры выражается в понижении значений гравитационного поля в аномалиях Буге до значений -160 мГал над центральными областями Альп. Однако гравитационное поле над Южным Уралом имеет более сложную морфологию. Фоновые значения поля понижаются от краев к осевой зоне орогена лишь до -60 мГал, а в осевой зоне возрастают до нулевых значений. Это свидетельствует о частичной компенсации общеуральского прогиба поверхности М. В модели D&G эта компенсация осуществляется за счет двух составляющих: (1) за счет плотных пород верхней коры Магнитогорской зоны и (2) плотного мантийного литосферного корня (3.55 г/ссм) под осевой зоной Южно-Уральского орогена. Под Альпами столь выразительных мантийных плотностных аномалий не обнаружено.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ, проект 04-05-06093.

Литература

1. *Кузнецов Н.Б.* Покровно-складчатое строение Альп – ключ для понимания современной структуры и позднепалеозойских деформаций на Южном Урале // Геологический сборник № 4. ИГ УНЦ РАН. Уфа. 2004. стр. 62-64.
2. *Кузнецов Н.Б.* Покровно-складчатые структуры Альп – ключ к пониманию современной структуры и поздне-палеозойских деформаций Южного Урала // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. МТК. 2004. Новосибирск. Изд-во СО РАН, Филиал «Гео». 2004. Т.1. стр. 278-281.

3. *Кузнецов Н.Б., Руженцев С.В., Самыгин С.Г.* Некоторые вопросы тектоники Южного Урала // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Е-бург. ИГиГ УрО РАН. 2004. с. 39-44.
4. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 203 с.
5. *Серавкин И.Б.* Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника, 1997. № 1. С. 32-47
6. *Иванов К. С.* Основные черты геологической истории (1.6-0.2 млрд лет) и строения Урала. Е-бург: ИГиГ УрО РАН. 252 с.
7. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа. . 2000. ДАУРИЯ, 146с.
8. *Пучков В.Н.* Эволюция литосферы: от Печорского океана к Тиманскому орогену, от Палеоуральского океана к Уральскому орогену // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС. 2005. с. 309-342
9. *Руженцев С. В., Самыгин С.Г.* Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала // Геотектоника. 2004. № 4. с. 20-44.
10. *Самыгин С.Г., Руженцев С.В.* Уральский палеокеан: модель унаследованного развития // Доклады РАН. 2003. т. 392, № 2, с. 226-229.
11. *Pfiffner, O.A., Lehner, P., Heitzman, P.Z., Mueller, S., Steck, A.,* Deep Structure of the Swiss Alps – Results from NRP20. Birkhaüser AG, Basel, 1997. 380p.
12. *Heim A.* Untersuchungen uber den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Todi – Windgallen Gruppe, Schwabe, Basel, 1878. 246 p.
13. *Рутген М.Г.* Геология Западной Европы. М.: Мир. 1972. 446 с.
14. *Трюмпи Р.* Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. М.: Мир. 1965
15. *Кузнецов Н.Б.* Нижнекоровые образования («покровы фундамента») в коллизионной структуре палеозоид Южного Урала // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания, 31 января - 3 февраля 2006 г., Москва (в печати).
16. *Brown D., Juhlin C.,* Alvarez-Marron J., Pérez-Estaún A., Oslianski A. Crustal-scale structure and evolution of an arccontinent collision zone in the Southern Urals, Russia // Tectonics. 1998. V. 17. P. 158–171.
17. *Brown D., Carbonell R., Kukkonen I., Ayala C., Golovanova I.* Composition of the Ural-ide crust from seismic velocities (Vp and Vs), heat flow, gravity, and magnetic data. Earth and Planetary Science Letters, 210, 333-349.
18. *Döring J., Götze H.-J.* The isostatic state of the southern Urals crust // Geol Rundsch. 1999. 87: p.500–510.
19. *Ebbing J.* The crustal structure of the Eastern Alps from a combination of 3D gravity modelling and isostatic investigations. Tectonophysics 380. 2004. p.89–104

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА ПО ДАННЫМ ТРЕХМЕРНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

П.Я. Куприенко, И.Б. Макаренко, В.И. Старостенко, О.В. Легостаева, А.С. Красовский

Институт геофизики НАН Украины, г. Киев

Кировоградский блок (КБ) занимает центральное положение в Украинском щите (УЩ) и является своего рода «осью его симметрии». Он разделяет западную и восточную части щита, имеющие свои особенности строения и историю развития, и сам имеет симметричное строение (см. рис. 1, врезка) относительно оси центрального антиклинория и ограничивающих его межблоковых шовных зон: Голованевской, которая четко проявляется в гравитационном поле в виде уникального Голованевского максимума – на западе и Западно-Ингулецкой – на востоке. Именно в Кировоградском блоке происходит стык главных направлений крупнейших разломов северо-западного и северо-восточного простираний, характерных для западной части щита (Центральный разлом), и разломов ортогональной системы, преобладающих в восточной части. В целом земная кора этого блока относится к типу зрелой континентальной коры.

Участок исследований разбит на многочисленные блоки разного порядка. В центральной части расположен Кировоградский блок, который граничит на западе с Белоцерковским и востоке с Приднепровским блоками УЩ. Эти геоблоки отделены один от другого зонами глубинных разломов первого порядка. Блоками второго порядка являются: Ингульский, Новоукраинский, Гайсинский, Братский и Корсунь-Новоомиргородский плутон, которые различаются историей развития, особенностью глубинного строения и петрофизическим составом пород (рис. 1).

Изучению Кировоградского блока посвящены многочисленные публикации (*Ильченко и др., 1982; Куприенко и др.,1984,1985; Красовский и Куприенко 1988; Койфман 1988; Красовский и др.,1988 и др.*), в которых основное внимание уделялось изучению особенностей глубинного строения, распределению параметра плотности в земной коре и петрологической интерпретации геофизических полей.

В настоящее время появилась возможность изучить строение земной коры КБ с помощью трехмерного плотностного моделирования, которое, на наш взгляд, поможет получить дополнительную информацию о структуре и составе земной коры блока. Этому предшествовало два фактора: 1) переинтерпретация сейсмических материалов по профилям ГСЗ и геотраверсам (*Ильченко 2003*), позволившая выявить новые особенности глубинного строения, что дало возможность создать целостную картину распределения плотности в земной коре; 2) появление точной в передаче и обработке геолого-геофизической информации автоматизированной системы для решения прямой

задачи гравиметрии (Старостенко и др., 1997; *Старостенко и Легостаева 1998*).

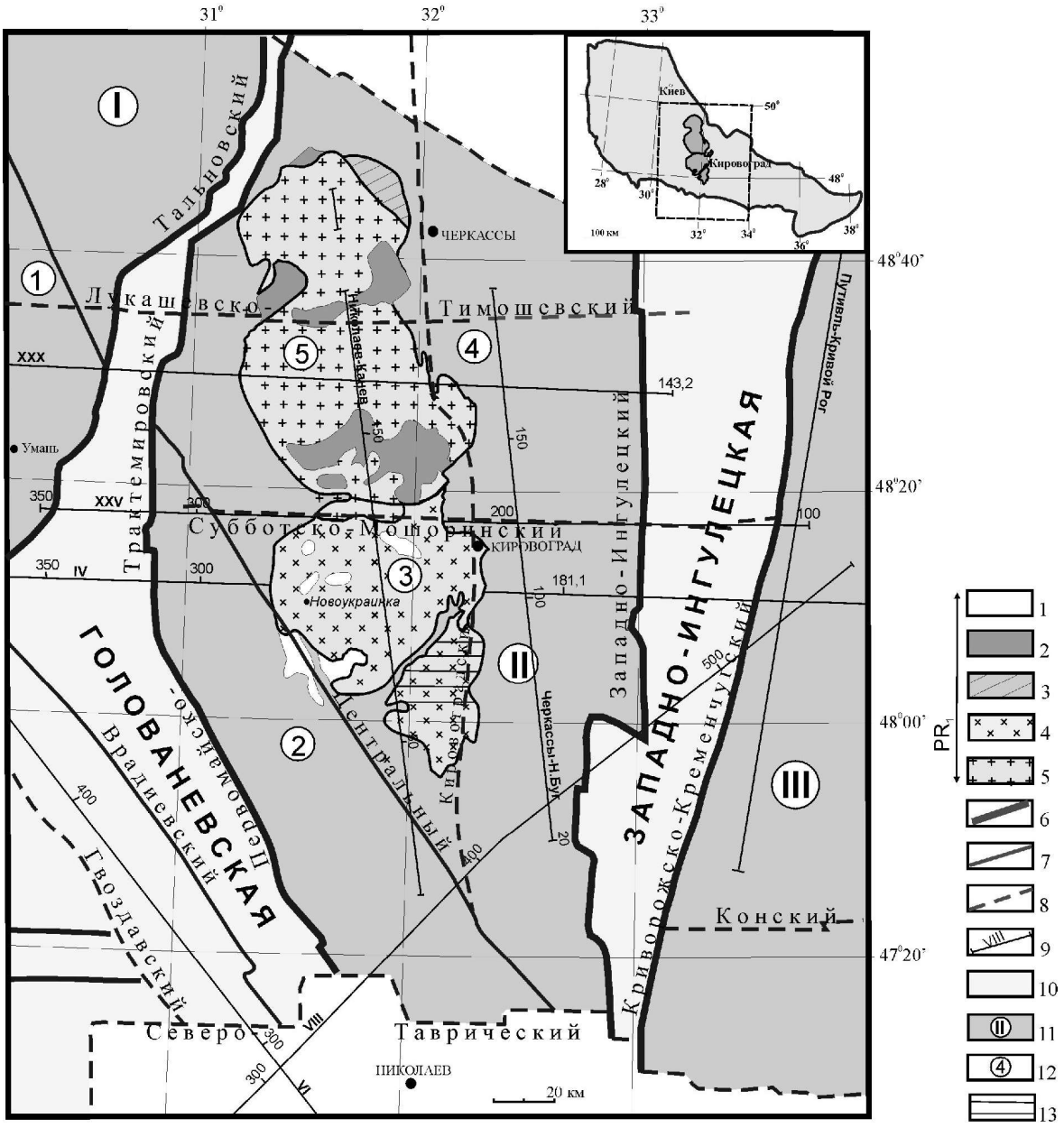


Рис. 1. Основные тектонические элементы центральной части Украинского щита.

Комплексы пород (согласно геологической карте докембрийских образований Украинского щита, м-б 1:1000000 (*Щербак и Володин, 1984*)): 1 – габбро-монциониты, монциониты, кварцевые монциониты; 2 - габбро, габбро-нориты, анортозиты, габбро-анортозиты; 3 – граниты субщелочные; 4 - граниты равномернозернистые, порфировидные и трахитоидные; 5 - граниты и мигматиты равномернозернистые, порфировидные с останцами гнейсов и кристаллосланцев двуслюдяных, биотитовых, силлиманит- и гранат-биотитовых. Разломы: 6 – глубинные первого порядка; 7 – глубинные второго порядка; 8 – другие. 9 – профили ГСЗ. 10 – шовные зоны. 11 – блоки первого порядка: I – Белоцерковский (Фастовский), II - Кировоградский, III – Приднепровский. 12 – блоки второго порядка: 1 –

Гайсинский, 2 – Братский, 3 – Новоукраинский, 4 – Ингульский, 5 – Корсунь – Новомиргородский плутон. 13 – Бобринецкий блок.

Основной задачей детального объемного плотностного моделирования являлось построение такой модели земной коры и верхней мантии центральной части УЩ, которая позволила бы изучить строение, распределение плотностных неоднородностей по глубине и латерали, а также уточнить, как распространяются неоднородности, выявленные вдоль профилей ГСЗ, по объему структур.

Трехмерная плотностная модель, основанная на геологических данных и данных ГСЗ, включает 8 слоев: (1) осадки; (2) 0-5 км; (3) 5-10 км; (4) 10-20 км; (5) 20-30 км; (6) 30-40 км; (7) 40 км – раздел Мохо. Модель рассчитана с учетом «коромантийной» смеси (от 35(36) км до раздела Мохо) и неоднородностей мантии, полученных по сейсмическим данным. Гравитационный эффект рассчитывался отдельно от каждого слоя с последующим анализом его влияния на суммарное поле.

Плотностная параметризация внутри расчетных слоев была выполнена с использованием сведений о плотности пород на поверхности фундамента для верхних уровней и зависимости скорость-плотность для нижних уровней. Корректировка значений плотности внутри расчетных слоев выполнялась в соответствии с возможными изменениями параметров для разных типов пород.

В результате трехмерного моделирования получены основные закономерности распределения плотности в земной коре отдельных блоков.

Новоукраинский массив. Кора разделена по латерали на две части, которые различны по распределению плотности: восточную и западную (меньшую по размерам). В каждой из них распределение плотности на поверхности фундамента отвечает петрофизическим данным и составляет 2.62 и 2.66 г/см^3, соответственно. К глубине 17 км, как в восточной, так и в западной части, наблюдается нарастание плотности с глубиной до значений 2.65 и 2.69 г/см^3 соответственно. Здесь происходит скачок плотности (по данным сейсмометрии – скачок скорости) с $\Delta\rho$=0.15 и $\Delta\rho$=0.21 г/см^3 и значения плотности пород имеют величину 2.80 и 2.90 г/см^3 для восточной и западной части, соответственно. С глубиной разность в значениях плотности уменьшается и на 30 км ее величина в обеих частях составляет 2.98 г/см^3. В юго-восточной части Новоукраинского массива (Бобринецкий блок) наблюдается аномально низкое значение плотности (2.58 г/см^3), которое прослеживается по срезам до глубины 10 км. Затем в слое 10-20 км градиент существенно увеличивается и на подошве слоя плотность имеет значение 2.74 г/см^3 со скачком плотности на этой границе $\Delta\rho$=0.08 г/см^3.

Корсунь-Новомиргородский плутон. Породы на поверхности фундамента учтены с плотностью 2.62 г/см^3. Тела монцонитов, анортозитов, габбро, залегающие отдельными объектами на границе с Новоукраинским массивом, а также по периферии плутона, характеризуются значениями плотности 2.64, 2.70 и 2.74 г/см^3. Модель восточной части учитывает три границы скачкообразного изменения плотности с глубиной на 2, 5, 12 км с перепадом плотности в +0.02 (0.04) г/см^3; -0.03 г/см^3 и +0.15 г/см^3, соответственно. В интервале глубин 0-2 км значение плотности нарастает с глубиной от 2.62 (2,64) г/см^3 на кровле до 2.63

(2.65) г/см^3 на подошве; во втором интервале (2-5 км) от 2.67 г/см^3 до 2.68 г/см^3; в третьем (5-12 км) – породы учтены с постоянной для этого слоя плотностью 2.65 г/см^3. В западной части блока плотность с поверхности фундамента до глубины 12 км растет незначительно (до 2.63 г/см^3). На глубине 12 км, и в западной и восточной части, значение плотности пород претерпевает скачкообразное изменение ($\Delta\rho$ = + 0.17 г/см^3) и становится равным 2.80 г/см^3. Далее плотность увеличивается по линейному закону и на глубине 30 км достигает значения 2.98 г/см^3.

Ингульский блок имеет более дифференцированное распределение плотности пород по всему объему. Субботско-Мошоринским разломом блок разделен на две части: южную и северную. В южной части блока средняя плотность пород на поверхности фундамента 2.71 г/см^3; в северной – 2.63 г/см^3 (здесь присутствуют отдельные небольшие тела с плотностью 2.62, 2.64, 2.70 г/см^3). Центральная часть характеризуется наличием пород, в которых плотность изменяется в интервале 2.65 - 2.71 г/см^3. В южной части учтены четыре границы скачкообразного изменения плотности с глубиной: на 6 км $\Delta\rho$ = +0.01, на 16 км $\Delta\rho$=+0.02 - +0.06 г/см^3; на 20 км $\Delta\rho$=+0.02 - +0.05 г/см^3 и на 30 км $\Delta\rho$ = + 0.07 г/см^3. Для слоя 0-6 км характерно незначительное нарастание плотности от 2.71 г/см^3 до 2.72 г/см^3; от 2.67 г/см^3 до 2.68 г/см^3; от 2.65 г/см^3 до 2.66 г/см^3 в отдельных телах. Слой 6-16 км рассчитан с плотностью пород 2.76, 2,74, 2.72, 2.75 г/см^3 на верхнем и 2.78, 2.76, 2.74, 2.77 г/см^3 на нижнем контактах соответственно. В слое 20-30 км все неоднородности рассчитаны с одинаковой плотностью верхнего контакта 2.84 г/см^3 и одинаковым градиентном изменении плотности (на 30 км ρ = 2.86 г/см^3 для всего слоя).

В северной части Ингульского блока (севернее Субботско-Мошоринского разлома) наблюдаются три границы скачкообразного изменения плотности с глубиной – на 6, 10, 18 км с $\Delta\rho$ на каждой из них соответственно: 0.08, 0.09 и 0.14 г/см^3. В слоях 0-6, 6-10 и 10-18 км приняты значения плотности 2.63, 2.72 и 2.82 г/см^3 на верхнем контакте и 2.64, 2.73 и 2.84 г/см^3 на нижнем, соответственно. Ниже 18 км наблюдается равномерное, незначительное увеличение плотности до значений 2.99 г/см^3 на глубине 30 км.

На всей остальной территории Кировоградского блока градиент изменения плотности не претерпевал скачкообразного изменения. Для всех слоев (0-5, 5-10, 10-20, 20-30, 30-40, 40-М км) в каждой структуре рассчитывался индивидуально градиент, который в пределах слоя изменялся по линейному закону.

Голованевская шовная зона характеризуется повышенными значениями плотности пород как с поверхности (2.76-2.83 г/см^3) так и по всему разрезу (на срезе 30 км значение плотности равняется 2.95-2.99 г/см^3). В глубинной части зоны распространен слой повышенной скорости (плотности) и, как указано ранее, рассчитан слой «коромантийной» смеси со значением плотности пород 3.04 г/см^3 на кровле и 3.20 г/см^3 на подошве.

Неоднородности **Западно-Ингулецкой зоны** аппроксимированы расчетными объектами с плотностью на поверхности фундамента в основном 2.61-2.64 г/см^3, только на юге и в центре зоны присутствуют тела повышенной плотности 2.68-2.71 г/см^3. С глубиной значение плотности возрастает в каждом расчетном теле с индивидуальным градиентом. По всему разрезу значения плотности схожи с плотностями пород структур, примыкающих с востока, и на глубине 30 км имеют значения 2.94-2.98 г/см^3. В этой зоне с глубины 36 км присутствует коромантийная смесь. Севернее Субботско-Мошоринского разлома с глубины 16 км зона делится на две ветки – западную и восточную с разницей в значениях плотности, достигающей величины 0.12 г/см^3, которая сохраняется до раздела Мохо.

Братский синклинорий на поверхности фундамента характеризуется довольно низкими значениями плотности: 2.61-2.65 г/см^3 с небольшими массивами уплотненных тел (2.68-2.71 г/см^3). Но к глубинам 15-20 км плотность пород увеличивается настолько, что её значения сравнимы с плотностями пород юга Ингульского блока.

Восточная часть **Гайсинского блока** учтена в модели с плотностью на поверхности фундамента 2.62-2.72 г/см^3. Нарастание плотности с глубиной не претерпевает каких-либо отклонений от нормального распределения $\rho = f(V_p)$ и достигает на глубинах 40 км значений 3.05 г/см^3 для всего блока в пределах расчетной площади.

В расчетную область попадает и южная часть **Белоцерковского (Фастовского) блока**. Здесь породы с поверхности имеют значения плотности 2.64-2.75 г/см^3; с глубиной нарастание плотности происходит по нормальному распределению и составляет на Мохо 3.05-3.06 г/см^3.

В результате выполненного трехмерного плотностного моделирования установлено следующее:

1. Тела габбро, габбро-норитов и анортозитов Корсунь-Новомиргородского плутона и Новоукраинского массива имеют приповерхностное распространение, поскольку на глубине 5 км величины параметра плотности нивелируются с плотностями вмещающих пород.
2. Земная кора Корсунь-Новомиргородского плутона и Новоукраинского массива разделена на два слоя с резким скачком плотности на глубине 12 и 18 км, соответственно: в верхнем (до 12 и 18 км, соответственно) залегают слабоплотные породы с плотностью 2,62 (2,65) г/см^3; в нижнем – породы уплотнены до значений плотности 2,88 (2,90) г/см^3.
3. Земная кора Корсунь-Новомиргородского плутона разделена на две части: западную и восточную. Изменение плотности пород в обеих частях до глубины 12 км имеет различный характер: в восточной присутствует три скачкообразных изменения параметра плотности на глубинах 2, 5 и 12 км; в западной – только на глубине 12 км.
4. Шовные зоны характеризуются повышенными значениями плотности пород по всему разрезу земной коры и присутствием в низах коры «коромантийной» смеси.

Таким образом, трехмерное плотностное моделирование позволяет проследить изменение плотности пород как с глубиной, так и по латерали в любой точке объема, определить уплотненные и разуплотненные зоны по объему, подтвердить или опровергнуть наличие «коромантийной» смеси.

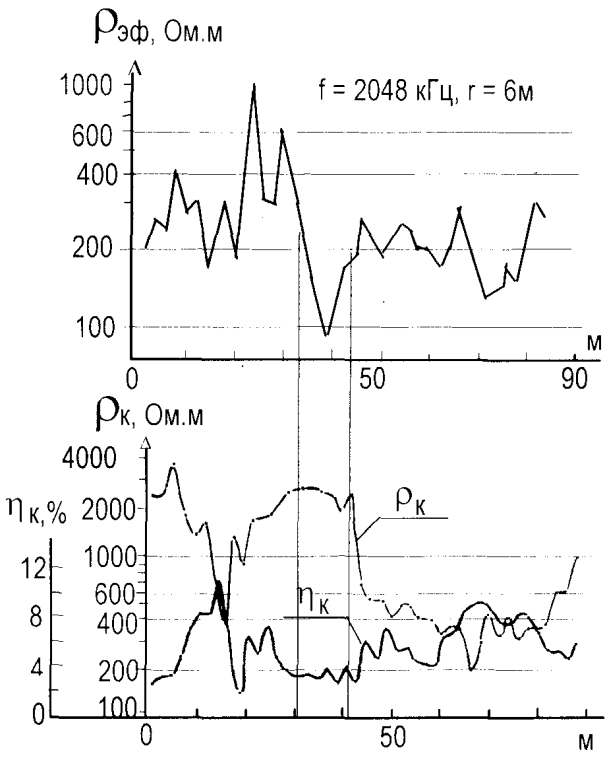
ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ЭКСПЛУАТАЦИОННОЙ РАЗВЕДКИ

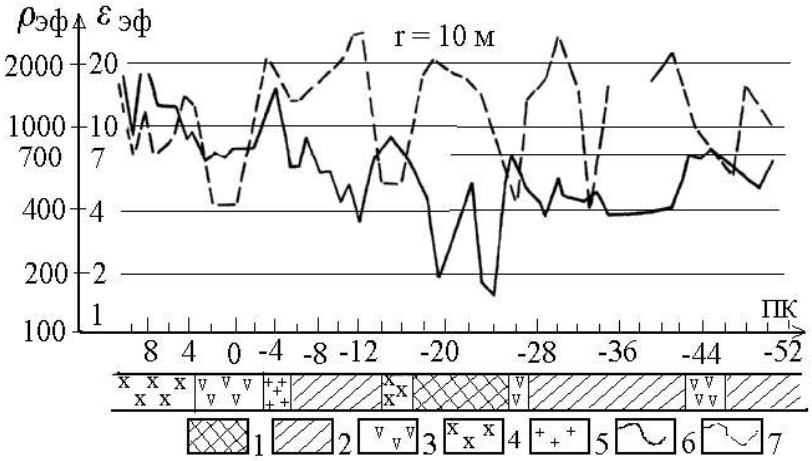
В.Ф. Лебедев[1], О.А. Тронин[2]

[1]ОАО «Алмазолотоавтоматика», [2]КГТУ, г. Красноярск

Основой применения геофизических методов является дифференциация объекта исследований (зоны тектонических нарушений, рудные тела и пр.) и вмещающей среды по какому-либо физическому параметру (лучше по ряду параметров): электрическому сопротивлению, плотности, магнитности и другим.

Так зоны разломов, особенно обводненные, создают аномалии проводимости (низкоомные), а по гравиметрии-аномалии «дефекта масс»; сульфидные рудные тела (к примеру медно-никелевые) также будут создавать аномалии проводимости, но по гравиметрии создадут аномалии «избытка масс». Комплексирование методов, использующих дифференциацию по различным параметрам, дает информацию для более однозначной геологической интерпретации. Предпосылками для применения электромагнитных методов является дифференциация исследуемых сред по электромагнитным параметрам: электрическое сопротивление-ρ, диэлектрическая-ε и магнитная-μ проницаемости. В 50-60 г.г. прошлого столетия для полевой геофизики рекомендовалось использовать низкие частоты (Светов Б.С, 1966),соответственно и возможности ограничивались только объектами высокой проводимости. Разработанная и выпускаемая организациями Мингео СССР низкочастотная аппаратура ЭПП-1, ЭПП-2, ИМА-1 не нашла широкого применения. В это же время в ПТП «Краспромавтоматика», г. Красноярск (Игнатьев Г.Ф., Лебедев В.Ф) разрабатывается и выпускается аппаратура типа ДЭМП, АЭММ. Благодаря широкому диапазону частот аппаратура успешно применяется при решении разнообразных задач народного хозяйства: от поисков, разведки полезных ископаемых, решения многих задач эксплуатационной разведки до экспресс-оценки степени засоленности почв и автоматизированных систем [2-4]. При решении задач эксплуатационной разведки, при решении задач инженерной геофизики, мелиорации, археологии и пр. требуется высокая детальность, соответственно приходится применять установки малых размеров и высокие частоты (до сотен кГЦ и МГц). При этом могут создаваться условия, когда диэлектрические свойства могут оказывать существенное влияние на характер





Б. Картирование мерзлых и талых пород на полигоне драги 72 по ρ эф и ε эф. Метод ДЭМП. ВЭМЗ. f = 1.25 мГц.

1-полностью талые породы, преимущественно песчано-галечниковые; 2-то же, глубина оттайки 4-5 м; 3-мерзлые породы песчано-глинистого состава (жесткая мерзлота); 4- мерзлые пород песчано-галечникового состава (жесткая мерзлота); 5- мерзлые породы песчано-галечникового состава (вялая мерзлота); 6-графики ρ эф; 7-графики ε эф.

распространения электромагнитного поля и величину рассчитываемого значения эффективного сопротивления. Если μ_a для горных пород (кроме минералов-ферромагнетиков) мы можем принять равной μ_0 [6], то с ε нужно считаться [1]. Пример влияния ε приведен на рис.1. При отработке методики работ на Карагайлинском ГОКе по картированию руд в карьере методами ДЭМП, ВП было установлено, что богатые руды галенита отмечаются низкими значениями $\rho_к$ и $\rho_{эф}$, а по ВП повышением $\eta_к$. Вкрапленные руды галенита также отмечаются повышением $\eta_к$, а по сопротивлению-повышением $\rho_к$ и $\rho_{эф}$, в зависимости от содержания галенита. Вместе с тем были выявлены и прослежены зоны, где по ДЭМП $\rho_{эф} <$ 100 – 150 Ом.м (как у богатых руд галенита), по $\rho_к >$ 2000 – 5000 Ом.м; по $\eta_к$ наблюдается нормальное поле. При анализе полученных материалов предположили, что аномалии $\rho_{эф}$ обусловлены объектом с аномально высокими значениями ε и, вероятнее всего, сфалеритовыми рудами, что и было подтверждено геологической службой комбината. Интересные результаты были получены нами при проведении работ на дражных полигонах Забайкалья. Для определения эффективных значений ε и ρ по ряду профилей были выполнены

наблюдения элементов эллипса поляризации ψ и а/в. По этим данным с помощью специальных номограмм рассчитывались эффективные значения ε и ρ, строились графики по профилям(рис. 1 Б) и интерпретация велась уже по двум параметрам, что значительно повышало ее однозначность.

Приведенные материалы свидетельствуют о необходимости учета влияния ε при выполнении работ на высоких частотах, поскольку возможны большие погрешности в истолковании получаемых данных при игнорировании этого параметра. Значения $\rho_{эф}$, рассчитанное без учета ε, обычно занижены, т.к. с ростом ε увеличивается влияние реактивного сопротивления и доля активного сопротивления уменьшается.

Для раздельного определения сопротивления и диэлектрической проницаемости в приведенных выше примерах использовалось измерение угла наклона большой полуоси эллипса поляризации поля –ψ и отношения модулей большой полуоси к малой - а/в. Вообще возможно измерение и других параметров поля для определения ε и ρ. На рис.2 показана номограмма для определения ε и ρ по ψ и а/в.

А. Графики $\rho_{эф}$, $\rho_к$, и $\eta_к$
Профиль1

По оси ординат откладываются значения ψ, а по оси абсцисс- а/в. На пересечении координат и снимаются значения ε и ρ.

Для примера на номограмме вынесена точка с значениями: ψ = 56˚, а/в=1,8 ед. По номограмме определяем: ρ = 620 Ом.м, а ε = 9ед. отн.

В настоящее время подобные номограммы рассчитаны для однородного полупространства, но, полезную информацию можно получать в помощь

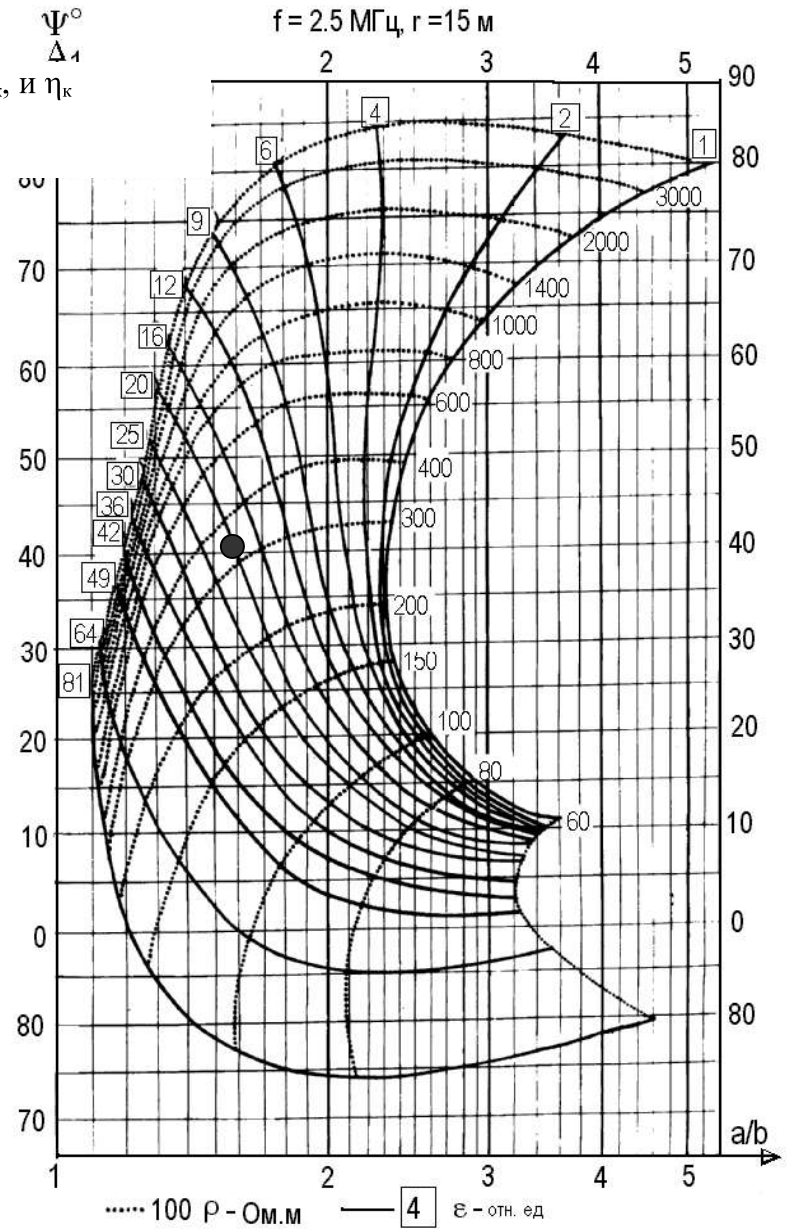


Рис.2. Номограмма для определения ε и ρ по ψ и а/в

интерпретации.

Литература

1. *А.В. Вешев, В.Ф. Лебедев, В.А. Коднянко.* Перспективы изучения диэлектри-ческой проницаемости при решении задач эксплуатационной разведки. Тезисы докладов Всесоюзного совещания по разработке и комплексированию геофизических методов при детальной и эксплуатационной разведке рудных месторождений. Изд. АН Армянской ССР, Ереван, 1982. с. 9-10.
2. *В.Ф. Лебедев, В.И. Иголкин.* Аппаратурные и методические разработки НПО «Сибцветметавтоматика» в области геофизики. Сб. Геофизические исследования в Средней Сибири. ГУПП «Сибирь», Красноярск, 1997, с.62-71.
3. *В.Ф. Лебедев.* Экспресс-оценка степени засоленности почв при орошаемом земледелии с помощью дипольного электромагнитного профилирования. Там же, с. 300-302.
4. *В.Ф. Лебедев, В.В. Сидоров и др.* Контроль качества кокса в технологическом потоке электромагнитными методами. Там же, с 303-305.
5. *Светов Б.С. и др.* Электромагнитные методы разведки в рудной геофизике. –М.: «Недра», 1966, с. 307.
6. *В.С. Семенов.* Электромагнитное поле низкочастотного вертикального магнитного диполя, расположенного на поверхности проводящего магнитного полупространства. Изв.высших учебных заведений, Физика, №2, 1961, с. 102-109.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКОВЫХ РАБОТАХ НА РОССЫПНОЕ И КОРЕННОЕ ЗОЛОТО

В.Ф.Лебедев[1], Ю.Я. Руденко[1], В.А. Князев[1], М.Ф. Хохлов[1], О.А. Тронин[2], В.А. Крыжановский[3], С.И. Кудрявцев[4]

[1]ОАО «Алмазолотоавтоматика», г. Красноярск; [2]КГТУ, г.Красноярск; [3]ВИРГ, НПО «Рудгеофизика», С.- Пб; [4]ЕГГК, г. Красноярск

В статье приведены некоторые результаты геофизических исследований на месторождениях золота, выполненные геофизическими службами НПО «Сиб-цветметавтоматика» и ОАО «Алмазолотоавтоматика». Метод ДЭМП успешно решал задачи эксплуатационной разведки на россыпных месторождениях золота (картирование распространения многолетней мерзлоты на дражных полигонах, контроль за оттайкой мерзлоты, изучение рельефа плотика). Индуктивное возбуждение и прием поля позволяют вести исследования в любое время года, исследовать дражные полигоны в

предпусковой период (март-апрель) и выбирать оптимальную систему отработки месторождений, исключать столкно-вения с мерзлотой и связанные с этим простои и поломки оборудования. С 1969-70-х годов началось освоение и внедрение метода ДЭМП на предприяти-ях ПО «СВЗолото», а позднее на приисках ПО «Забайкалзолото», ПО «Якутзо-лото».

В 1999г. метод ДЭМП (в комплексе с ВЭЗ и магнитометрией) опробуется в бассейне р. Большая Кузеева (Красноярский край) для выявления площадей, перспективных на нахождение россыпных месторождений золота. Эти работы показали перспективность метода для решения поставленной задачи и в 2000 г. выполняется площадная съемка методами ДЭМП и магнитометрии (≈ 38 км^2). По данным этих работ выделены участки повышенных мощностей низкоомных отложений. Низкоомные отложения представлены аллювиально- делювиальными и другими переотложенными породами, а также сильно выветрелыми коренными породами (особенно по зонам тектонических нарушений). Электрические сопротивления этих отложений 10-100 Ом.м. Коренные породы- гранитогнейсы, граниты; основные породы предствлены дайками диабазов и пр. Сопротивления коренных пород состовляют сотни - тысячи Ом.м.
Для данного региона характерно наличие низкоомных отложений на склонах и водораздельных частях рельефа, что связано с сохранившимися неогеновыми отложениями и корами выветривания, сопровождающими зоны дизъюнктивных тектонических нарушений. На рис. 1 приведен план изомощностей низкоомных отложений и магнитного поля западной части участка «Южный». В геологическом разрезе присутствуют породы повышенной магнитности, которые были более поздними тектоническими процессами разбиты на блоки и смещены, как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях. Магнитные поля очень хорошо отражают перемещения блоков, в которых находятся магнитные породы. Так между профилями Пр 54-1 и Пр 55-1 наблюдается разлом, по которому блок пород с профилем 54-1 перемещен к западу относительно профиля Пр 55-1 с амплитудой около 120-150 м (по горизонтали); в вертикальной плоскости этот блок несколько опущен, т.к. интенсивность поля $|T|$ на Пр 55-1 ~2000 нТл, а на профиле 51-1 ~ 1500 нТл. Аналогичные аномалии $|T|$ отмечены к востоку; особенно четко тектоника «сопровождает» р. Малая Кузеева, русло которой идет по зоне разлома. Буровыми поисковыми линиями (ПЛ-68, ПЛ-72, ПЛ-76) была выявлена золотоносная россыпь с содержанием до 3-6 г/м^3 (очевидно неогеновые отложения). Выше по руч. Глубокий и р. М. Кузеева в современных отложениях золото очень бедное. Вероятнее всего, что эта россыпь является продолжением зоны низкоомных отложений, отмеченной в районе пикетов 80-160 Пр 54-1 и смещенной к западу, о чем было сказано выше. По ДЭМП эта зона прослеживается на ЮЮВ, а на ССЗ уходит к руч. Сидоровский. Помимо этой зоны на участке работ выявлен еще целый ряд перспективных зон на россыпные месторождения, а некоторые из них, возможно, связанны с корами выветривания. Имеются также интересные аномальные зоны, возможно связанные с коренными рудопроявлениями.

Коренные месторождения золота для геофизики являются очень «трудным» объектом. Содержания его малы и не оказывают влияния на физические свойства вмещающих пород. И по косвенным признакам выявление и прослеживание рудных тел дело очень сложное и возможно лишь при комплексных исследованиях. Относительно «доступными» являются некоторые типы золотосульфидных месторождений, в которых сульфиды могут существенно влиять на электрические свойства (сопротивление, поляризуемость) и создавать благоприятные предпосылки для методов сопротивлений и ВП.

Для месторождений кварцзолоторудного типа, представленных кварцевыми жилами, зонами прокварцевания, рудообразование шло по тектоническим зонам и изучение структурно-тектонических условий может помочь в локализации площадей поисков.

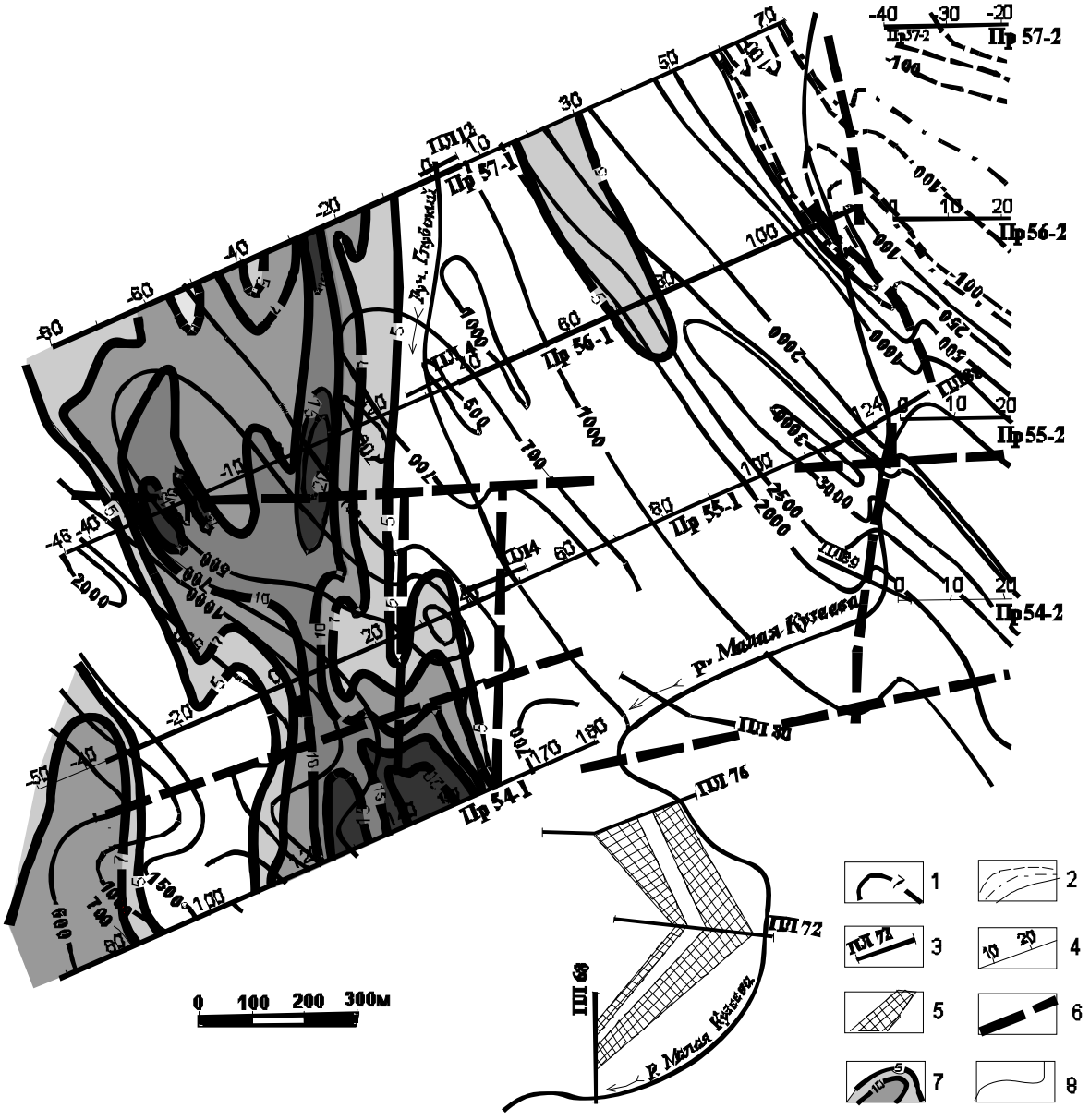


Рис. 1. План изомощностей низкоомных отложений и магнитного поля /Т/ участка «Южный» по данным ДЭМП и магнитометрии (2000г.).

1-линии изомощностей; 2-изодинамы $|T|$; 3-поисковые буровые линии; 4-профили геофизических наблюдений; 5-золотоносные отложения по данным бурения (3-6 г/см^3); 6- дизъюнктивные нарушения по геофизическим данным; 7-зоны повышенных мощностей низкоомных отложений; 8-ручьи, речки.



Рис.2. План изоом $\rho_{эф}$ метода БДК f=312Гц (АБ №3 пк70, ПрГ-2)
Рудопроявление "Пионер".

На рис. 2. приведен пример выявления тектонических нарушений методом бесконечно-длинного кабеля (БДК) на рудопроявлении золота «Пионер» (Амурс-кая область, 2002 г.). Породы месторождения представлены, в основном, дио-ритовыми порфиритами, гранит- порфирами и Юрскими песчаниками. Отдельные участки этих пород по зонам тектонических нарушений претерпели глубокую проработку (метасоматоз), вплоть до аргиллизации. Рудные тела представлены кварц-золоторудными жилами, которые пострудной тектоникой были раздроблены и оказались в виде брекчий среди метасоматитов. Электрические сопротивления вмещающих пород 800-2000 Ом.м на рабочих частотах. Зоны тектонических нарушений без заметного метасоматоза имеют сопротивления до 500-600 Ом.м, а при глубоком метасоматозе сопротивления понижаются (по данным каротажа) до 80-250 Ом.м. К тому же эти зоны низкого сопротивления часто отмечаются и низким уровнем магнитного поля и естественной радиоактивности. Очевидно в процессе метасоматоза по тектоническим зонам подверглись изменениям и некоторые минералы (магнетит, пирротин и др.).

Возбуждение поля осуществлялось линией АВ, длиной 1600 м, с центром на профиле Г-2 пк 70 (в 100 м на север от последних пикетов профилей Г-3, Г-4, Г-5). Направление АВ- перпендикулярно профилям Г-3,3 Г-5. Шаг наблюдений-10 м; из-мерялись вертикальная-Hz и горизонтальная - Ну (по направлению профиля) составляющие поля. Значения $\rho_{эф}$ рассчитывались по отношению Ну/ Hz и строились планы $\rho_{эф.}$ На приведенном рисунке дан план изоом $\rho_{эф}$ для f = 312.5 Гц. Рудоконтролирующий разлом по геологическим данным простирается с ЮЗ на СВ и в районе профилей Г-2…Г-5 геологами протягивается на восток. По нашим же данным простирание этой зоны сохраняется, а произошло ее смеще-ние по разломам СЗ-ЮВ направления, целая серия которых была выявлена по данным БДК и ДЭМП. По профилю Г-4 прослеживается цепочка зон низких сопротивлений (< 250-300 Ом.м), а по профилям Г-3 и Г-4 идет резкое повы-шение сопротивлений. Аналогичная картина, что и на Г-4, наблюдается на про-филях Г-2 и Пр 283. Самая низкоомная зона отмечается в интервале пк 18-35 профиля Г-4, на пересечении с ЮЗ разломом.

В местах пересечения тектонических нарушений субширотного и субмеридионального направлений отмечаются самые низкие сопротивления. На этом участке коры выветривания достигают 50-70 м, а по ослабленным зонам достигают до 100 и более метров. Эти низкоомные отложения являются ощутимым экраном для более высоких час-тот. На частоте 1250 Гц ослабленные зоны, отмеченные на частоте 312,5 Гц по Пр Г-4 и др. уже менее четко прослеживаются, а преобладают аномалии от суб-широтных зон; на частоте 5000 Гц полностью преобладают зоны субширотного направления. Отсюда следует, что на низкой частоте мы картируем тектонические нарушения в коренных породах, по которым, возможно, шло

рудообразование и следует проверить на рудоносность локальные низкоомные зоны. При планировании заверочных работ следует учитывать направление падения аномальных зон, поскольку при большой мощности четвертичных отложений и кор выветривания эпицентры аномалий могут быть значительно смещены в сторону падения. Аномальный эффект практически будет формироваться зоной разлома, расположенной в коренных породах, а верхняя часть рудного тела, находящаяся в коре выветривания, также стала по сопротивлениям близка к окисленным породам коры выветривания. Пояснения приведены на рис.3

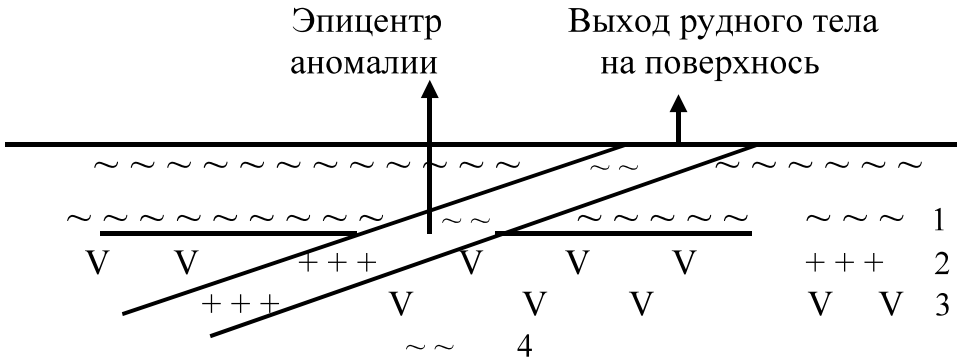


Рис.3. Смещение эпицентра аномалии от наклонного объекта, перекрытого низкоомными отложениями.

1- низкоомные перекрывающие отложения; 2- аномальное тело; 3- вмещающие породы; 4- выветрелый аномальный объект.

Приведенные материалы позволяют авторам рекомендовать электромагнитные методы для решения поисково-разведочных задач и задач эксплуатационной разведки, как высокопроизводительные и позволяющие выполнять исследования в любое время года, независимо от состояния поверхности изучаемых площадей.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ УПРАВЛЕНИЯ КАЧЕСТВОМ УГЛЕЙ ПРИ ОТРАБОТКЕ ОТКРЫТЫМ СПОСОБОМ

В.Ф. Лебедев[1], Ю.Я. Руденко[1], К.С. Ким[1], В.А. Князев[1], М.Ф. Хохлов[1], И.Н. Адамчук[2]

[1]ОАО «Алмазолотоавтоматика», г. Красноярск,
[2]ООО «Разрез Саяно-Партизанский».

Оперативное управление качеством угля является одной из важных проблем угледобывающих предприятий. Своевременная оценка качества угля

позволяет вести селективную добычу, формировать сортовые склады и отправлять потребителям уголь нужного качества, согласно контракта. Следовательно, работы по определению качества угля должны опережать процесс добычи. К сожалению, существующие методы оценки качества угля сводятся к отбору проб и их анализу. Без этого, конечно, не обойтись, но из-за трудоемкости и стоимости опробования иметь достаточный объем информации для оценки отрабатываемых блоков невозможно. В помощь опробованию необходимы дешевые, оперативные методы, позволяющие быстро получать информацию о качестве угля на отрабатываемых блоках.

На многих угольных месторождениях имеется достаточно хорошая дифференциация по ряду физических свойств между углями и вмещающими породами (электрическое сопротивление, плотность, скорости распространения упругих волн, радиоактивность, диэлектрическая проницаемость), при этом возможно наличие приемлемой корреляционной зависимости между вышеназванными параметрами и, например, зольностью, калорийностью. И чем сложнее месторождение, тем необходимее применение геофизических методов.

В этом докладе приведены некоторые материалы по опробованию электромагнитных методов (метод дипольного электромагнитного профилирования-ДЭМП и электромагнитного зондирования - ЭМЗ) на Саяно-Партизанском каменноугольном месторождении (Партизанский район Красноярского края).

Месторождение представлено серией пластов каменного угля. Мощности пластов колеблются от 5 до долей метра. Образование месторождения относится к Юрскому периоду, как и всех буроугольных месторождений КАТЭКа. Саяно-Партизанское месторождение попало в зону тектонической активности Саянской складчатости, сформировавшей из бурых углей каменные, высококалорийные. В процессе интенсивной тектонической деятельности угольные пласты и породы разбиты на блоки серией дизъюнктивных нарушений , по которым отмечаются смещения, как в вертикальной, так и горизонтальной плоскостях.

В верхней части уголь окислен, а по тектоническим зонам отмечается интенсивный привнос мелкого глинисто- песчанистого материала, заполнявшего тре-щины. В зависимости от степени окисления и «загрязнения» угля изменяются его зольность и калорийность. Добыча ведет ООО «Разрез Саяно-Партизанс-кий» открытым способом.

В 2004 – 2005 г. отделом геофизики ОАО «Алмаззолотоавтоматика» (ОАО «АЗА») было проведено опробование метода дипольного электромагнитного профилирования – ДЭМП и электромагнитного зондирования - ЭМЗ с целью оценки его возможностей для определения качества углей по кровле зачищенных угольных пластов и уточнения данных разведки. Ниже приведены некоторые результаты этих работ.

1. Картирование качества углей по кровле угольных пластов. На зачищенной поверхности пластов № 8 и № 9 были проведены наблюдения по сети 2,5х2,5 м и шагом 2,5 м. Основными частотами были 2250 и 1125 кГц; также опробованы и другие частоты (562,5; 281.25 кГц). Использовалась аппаратура ВЭМЗ и СЭМЗ (разработка НПО «СибЦМА). Проведены работы с разносами установок, в основном, 2,5; 5.0; 7.5 м. ЭМЗ – до 20 – 50 м. Возбуждение поля осуществлялось с помощью вертикального магнитного диполя; принимались вертикальная - Hz и горизонтальная - Hr составляющие электромагнитного поля (ЭМП). По отношению Hz / Hr рассчитывалось эффективное сопротивление - $\rho_{эф}$. Визирование диполей – глазомерное. По данным этих работ для рабочих частот 1125 и 2250 кГц сопротивления сохранившегося угля достигают значений 200 и более Ом.м. Минимальные значения для пород – около 50 Ом.м. Поскольку вмещающие породы представлены алевролитами, аргиллитами, песчаниками, то можно ожидать, что они будут иметь довольно широкий спектр сопротивлений (это еще предстоит исследовать). Данные геофизики заверялись проходкой шурфов и опробованием. На рис.1 приведены данные ДЭМП и ЭМЗ, по участку кровли пласта № 8 (профили 1- 4), а профиль 5 пройден на выбранной части этого пласта в 10 м к югу от профиля 4, т.е. по подошве его. На плане изоом при разносе 2,5 м картируется верхняя часть угольного пласта (≈ 0,7 – 1,0 м); выделяется серия низкоомных зон, обусловленных дизъюнктивными нарушениями, а в восточной части заснятой площади зафиксирована пологая вык-линка угольного пласта с падением контакта на СЗ и простиранием ЮЗ-СВ. Контакт этот возможно тектонического характера. При 5-ти метровом разносе

тектоническая схема практически сохраняется, но уровень сопротивлений значительно ниже, чем при разносе 2,5 м, что указывает на влияние подстилающих уголь коренных пород. По тектоническому нарушению, пересекающему участок съемки с ЮВ (пк 22) на СЗ (пк 17) восточная часть участка была язброшена и часть угольного пласта или эродирована или сильно окислена. Общая картина расположения низкокачественного угля дана на рисунке под индексом В.

На этом же рисунке под индексом Г приведены две кривые электромагнитного зондирования. Одно зондирование выполнено по кровле пласта с центром установки на профиле 4, пк 12,5, а второе- на профиле 5, пк 10 на подошве отработанного этого же пласта. На частоте 2250 кГц наблюдения проведены при разносах 2,5- 12,5 м, а на частоте 1125 кГц 7,5-20,0 м; интервал 7,5-12,5 м снят при двух частотах. К сожалению для количественной интерпретации шаг наблюдений кривых недостаточен для выделения пластов такой мощности, но качественная картина хорошо согласуется с геологическим разрезом. При съемке по кро-вле пласта с увеличением разноса сопротивление падает, что обусловлено влиянием ниже лежащих пород. При разносах 17,5 – 20 м

сопротивление начи- нает вновь подниматься за счет влияния следующего угольного пласта.

Вторая кривая ЭМЗ начинаеся с коренных пород низкого сопротивления. При разносе 12,5 м начинается рост сопротивления за счет влияния того же, нижезалегающего пласта, что и на предыдущей кривой ЭМЗ.

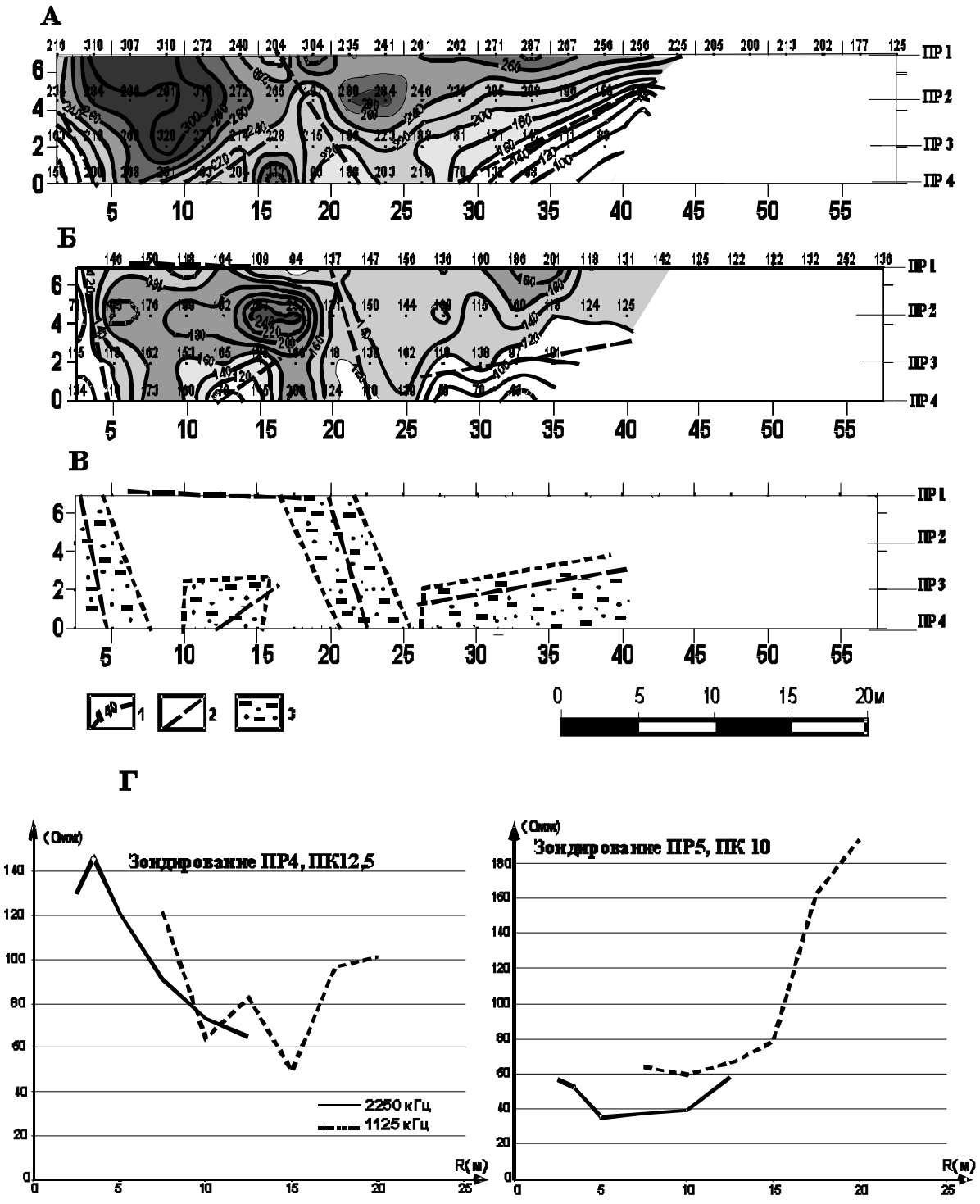


Рис.1. Результаты работ методом ДЭМП и ЭМЗ по кровле угольного пласта №8. f =2250 кГц. Саяно-Партизанский угольный разрез.

А – План изоом $\rho_{эф}$ **,** r = 2.5м; **Б –** План изоом $\rho_{эф}$ **,** r = 5м**; В –** зоны углей низкого качества; **Г –** графики зондирования.
1-изолинии $\rho_{эф}$; 2-тектонические нарушения;3-зоны некачественных углей.

На рис. 2 А приведены планы изоом метода ДЭМП по невскрытой части выше описанного месторождения (юго-восточный участок). На частоте 140 кГц (r = 20 м) и 35 кГц (r = 30 м) получена сходная картина сопротивлений. Выходы угольных пластов отметились большими сопротивлениями (> 100 Ом.м), чем безугольные участки. Картина поля сопротивлений осложнена интенсивной тектоникой дизъюнктивного характера. На приведенной площади выявлена субмеридиональная зона разлома и серия субширотных нарушений. Эти нару-шения разбили породы на блоки, а в местах пересечения нарушений, за счет более интенсивной проработки пород и углей, электрические сопротивления имеют самые низкие значения. По этим нарушениям происходили перемещения блоков в вертикальной и горизонтальной плоскостях. Юго-восточная часть рас-сматриваемой площади по тектоническому нарушению опущена и выходы угольных пластов на этом участке находятся на большей глубине, чем западная половина, особенно северо-западная.. В северо-восточном углу по субширотно-му разлому блок пород с выходами угольного пласта смещен на север. Приведенные материалы метода ДЭМП очевидно достаточно убедительно показывают эффективность использования этого метода для уточнения геологического строения месторождения и экспресс-оценки качества углей вскрытых пластов. При этом следует отметить, что метод бесконтактный и решение задач возможно в любое время года, независимо от состояния поверхностного слоя (ледяной, снежный покровы, мерзлые породы, курумы и т.д.).При комплексировании с высокочастотной сейсморазведкой и георадаром возможно решение и горнотехнических задач.

На рис. 2Б приведен еще один пример использования геофизики на Кайерканском угольном месторождении. Угольные пласты прорваны мощными дайками диабазов, в приконтакте с которыми уголь превратился в графит. В результате этого зольность углей резко поднималась и были возможны поломки техники. Геофизики комбината (Семенов Н.П., Чередничек Н.И.) использовали методы ДЭМП и индукции для выявления и трассирования зон проводимости, создаваемых графитизированными “оболочками”, имеющими высокую проводимость. По данным геофизики маркшейдеры разреза отмечали аномальные зоны и отработку вели селективно: сначала отрабатывали угольные пласты, а затем взрывали и убирали дайки диабазов и графиты. В результате этих мероприятий зольность была значительно снижена и исключены поломки оборудования и добычной техники.

В докладе затронут небольшой круг задач, к решению которых приступили геофизики ОАО «АЗА» на Саяно-Партизанском угольном разрезе. В ближайшее время следует изучить физические свойства пород и углей, определить зависимости между физическими свойствами углей и их зольностью, калорийностью; необходимо отработать методики работ и интерпретации, обратив особое внимание на количественные подходы к интерпретации и автоматизации технологических процессов геофизических

исследований. Эти проблемы актуальны для многих угледобывающих предприятий.

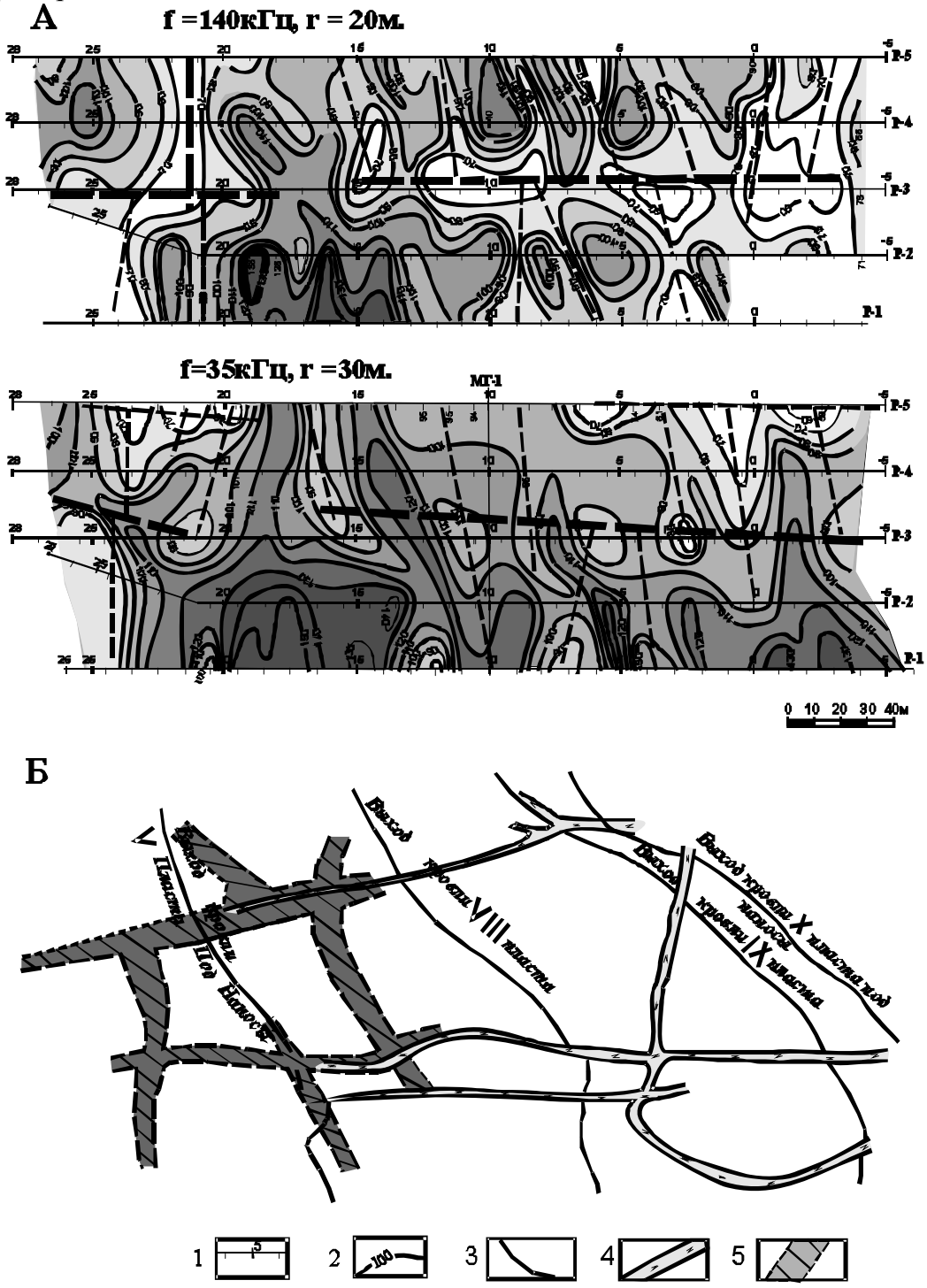


Рис. 2. Результаты геофизических работ на Саяно-Партизанском (А) и Кайерканском (Б) угольных месторождениях.

1-Разведочные профили, пикеты; 2-изолинии значений $\rho_{эф}$ в Ом.м; 3-выходы кровли угольных пластов под наносы; 4-интрузивные дайки по данным геологоразведки; 5-зоны проводимости, обусловленные

дайками по данным метода ДЭМП и индукции.

О ВОЗМОЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА ГЕОЭЛЕКРИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

С.П. Левашов[1,2], Н.А. Якимчук[1,2], И.Н. Корчагин[3], Ю.М. Пищаный[2]

[1]Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина;
[2]Центр менеджмента и маркетинга в области наук о Земле при ИГН НАНУ, Киев;
[3]Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Введение. Компьютеризированные экспресс-технологии геофизических исследований, разработанные на базе геоэлектрических, сейсмоакустических и георадарных методов, позволяют оперативно и эффективно решать широкий круг экологических, инженерно-геологических, геолого-геофизических и гидрогеологических задач. В частности, с помощью технологии [1-3] успешно решались задачи картирования зон загрязнения нефтепродуктами и повышенного увлажнения грунтов, изучения оползневых процессов и провалов, обнаружения и локализации техногенных вытоков из подземных водных коммуникаций, и т.д. Ниже представлены результаты применения экспресс-технологии геоэлектрических исследований, включающей методы становления короткоимпульсного поля (СКИП) и вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) [1-3], для изучения внутренней структуры кристаллического массива.

Общие сведения. В 2004-2005 г.г., в рамках проекта УНТЦ № 3187 «Обоснование возможности захоронения радиоактивных отходов в восточной части Коростенского кристаллического массива (полевые и модельные исследования)" геоэлектрические работы с использованием технологии СКИП-ВЭРЗ проведены на Вереснянской площади.

Основная задача исследований заключалась в изучении внутреннего строения кристаллического фундамента: а) обнаружение и картирование зон дробления и трещиноватости кристаллического массива; б) трассировка основных тектонических нарушений; в) выделение ненарушенных (монолитных) блоков фундамента, пригодных для строительства хранилищ радиоактивных отходов геологического типа. При проведении работ площадные геоэлектрические измерения методом СКИП выполнялись как в модификации автомобильной съёмки, так и в пешеходном варианте.

Экспресс-технология СКИП-ВЭРЗ [1-3] базируются на изучении геоэлектрических параметров среды в импульсных неустановившихся геоэлектрических полях, а также квазистационарного электрического поля Земли и его спектральных характеристик над исследуемыми объектами.

Методом СКИП регистрируется процесс становления поля короткого электрического импульса в малогабаритных дипольных ферритовых антеннах. Использование в разработанной модификации метода коротких и мощных электрических импульсов дало возможность отказаться от использования длинных линий, что существенно сокращает время наблюдений в физической

точке, а, следовательно, повышает производительность и экономичность разработанной модификации становления поля в сравнении с существующими.

Зондирование ВЭРЗ основано на изучении процессов естественной поляризации среды и спектральных характеристик естественного электрического поля над объектом (залежью). Для горизонтально-слоистых разрезов эта составляющая технологии дает возможность эффективно разделять разрез в точке зондирования на отдельные стратиграфические подразделы и с высокой точностью определять глубину их залегания. Эффективность зондирования значительно повышается при наличии в районах исследований задокументированных параметрических буровых скважин, которые предоставляют возможность соответствующим образом “калибровать” диаграмму зондирования – связать отдельные интервалы значений на диаграмме с соответствующими стратиграфическими разновидностями разреза.

О возможности изучения внутреннего строения фундамента геоэлектрическими методами. Опыт практического применения метода СКИП показал, что он позволяет находить и картировать по площади аномальные геоэлектрические зоны повышенной и пониженной поляризации пород. В кристаллических массивах участки повышенной поляризации могут быть связаны с неоднородностями фундамента, наличием даек, разломов, трещиноватости, зон дробления, и др. Поляризуемость зон трещиноватости, дробления и разломов существенно повышается в случаях их заполнения флюидами и газами.

Участки монолитных блоков, характеризуются пониженными значениями поляризации, и над ними наблюдается уменьшение времени становления сигналов коротких электромагнитных импульсов. Аномальные геоэлектрические зоны пониженной поляризации, выделенные по картам площадной съемки СКИП, соответствуют наименее тектонически активным участкам в пределах кристаллических массивов.

Методика ВЭРЗ позволяет эффективно выделить интервалы глубин в разрезах пород кристаллических массивов, в пределах которых расположены аномально поляризованные зоны (АПЗ), обуславливаются различными неоднородностями пород массива, в том числе тектоническими нарушениями и зонами дробления как вертикального, так и латерального заложения. По данным ВЭРЗ строятся вертикальные геоэлектрические разрезы и карты отдельных горизонтов кристаллического массива.

Методика полевых работ. При проведении съёмки методом СКИП в автомобильном варианте скорость движения автомобиля составляет 10-20 км/час. Профили съёмки прокладывались по дорогам в пределах Вереснянского участка. В процессе съемки, каждые 0.5 секунд автоматически производился опрос GPS-приёмника и при удалении от предыдущей точки съёмки более чем 50 м компьютер запускал генератор электромагнитных импульсов. С приемной антенны в цифровом виде осуществлялась регистрация процесса становления электромагнитного поля станцией сбора и накопления геофизической информации “GEMA”. При проведении съемки в пешеходном варианте момент генерации электромагнитных импульсов задавался вручную, через каждые 10-

20 м по профилю. Синхронно с регистрацией процесса становления выполнялась первичная обработка данных, определялись точки, принадлежащие аномальным зонам.

Для построения вертикальных геоэлектрических разрезов и карты кровли кристаллических пород выполнено зондирование ВЭРЗ по двум взаимно перпендикулярным профилям субширотного и субмеридионального направления. Пункты зондирования располагались через 500 м.

Результаты работ. *Геоэлектрическая съёмка методом СКИП.* По данным съемки построена карта аномальных значений СКИП для Вереснянского участка (рис. 1). В центральной части участка исследований выделяется зона относительно слабых аномальных значений. В зоне минимальных значений поля СКИП выделяется наиболее стабильный блок кристаллических пород. Приблизительные размеры этого блока – 4×2 км.

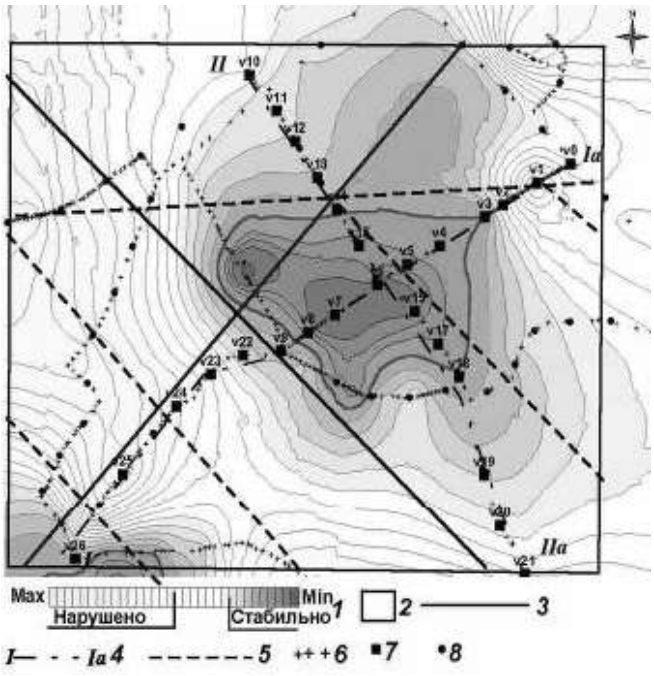


Рис. 1. Карта геоэлектрических аномалий СКИП на Вереснянском участке. *1* – шкала интенсивности аномальных значений; *2* – граница участка; *3* – линии сейсмических профилей; *4* – линии геоэлектрических разрезов по данным ВЭРЗ; *5* – зоны тектонических нарушений, выделенные по геоэлектрическим данным; *6* – пункты съёмки СКИП; *7* – точки ВЭРЗ V0-V26; *8* – точки ВЭРЗ для определения глубины залегания фундамента.

Трещиноватые зоны и зоны дробления кристаллического фундамента проявляются относительно повышенными значениями поля СКИП. Достаточно широкая зона повышенного значения поля СКИП выделяется в юго-западной части Вереснянского участка.

Определение глубины залегания кровли кристаллических пород. Глубина залегания фундамента в пределах Вереснянской площади определялась зондированием ВЭРЗ в 60 пунктах. По данным зондирования построена карта глубин до кровли кристаллического фундамента (мощности осадочного чехла). Наименьшая глубина залегания кровли кристаллических пород выявлена в центральной части участка – 165 м. В северной и юго-западной частях участка, глубина до кровли фундамента достигает 200 м. Средняя величина мощности осадочного комплекса равна 180-185 м.

В пунктах наблюдений методом ВЭРЗ станцией GPS определялись также значения альтитуды. По этим данным вычислены абсолютные отметки залегания кровли фундамента и построена отдельная карта поверхности кристаллического массива. Приподнятый участок кристаллических пород выделяется здесь в центральной и юго-западной частях участка.

Результаты зондирования ВЭРЗ вдоль профилей № 1-1а, 2-2а. Вдоль линий профилей № 1 и 2 (рис. 1) с шагом 500 м проведено вертикальное зондирование в интервале глубин 0-5000 м в 27 пунктах. Шаг зондирования по глубине равнялся 2 м. По данным зондирования построены диаграммы ВЭРЗ, на которых выделены участки аномально поляризованных зон положительной и отрицательной поляризации АПЗ(+) и АПЗ(-). Зоны отрицательной поляризации связаны с участками относительного понижения геоэлектрического сопротивления, положительной поляризации – с участками повышенного сопротивления. Зоны нарушений пород фундамента выделялись по диаграммам зондирования на тех интервалах глубин, где амплитуда резонансной кривой превышает 40 mV.

Для пунктов зондирования № 4, 7, 8, 9, 22, 13, 17, 18 АПЗ практически не выявлены. Эти пункты расположены над ненарушенными блоками кристаллического массива. Для остальных точек зондирования на различных интервалах глубин выделены АПЗ, которые связаны с нарушенными зонами фундамента.

Построена также карта суммарных значений интенсивности абсолютных величин АПЗ. Минимальные значения суммарной интенсивности АПЗ фиксируются над ненарушенными блоками кристаллического фундамента. Такая зона выделяется в центральной части Вереснянского участка. По предварительной оценке горизонтальные размеры блока – 4×2 км.

Вертикальные разрезы по данным ВЭРЗ. По данным зондирования построены вертикальные геоэлектрические разрезы № 1-1а и № 2-2а (рис. 1, 2). На профиле №1 (рис. 2) массивный (ненарушенный) блок кристаллических пород выделен в интервале между пунктами зондирования № 23 и № 6, (протяженность блока по профилю 2.5 км, интервал глубин – 300-4000 м), второй блок – между пунктами №4 и №3 (протяженность блока 0.5 км, интервал глубин 2000-4500 м). В юго-западной части профиля нарушенные участки фундамента

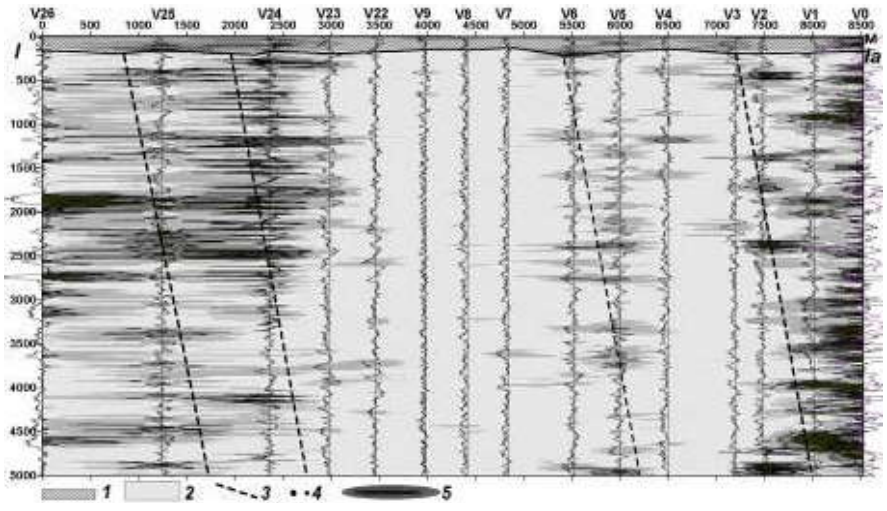


Рис. 2. Вертикальный разрез по профилю *I-Ia* через Вереснянскую площадь. *1* – осадочный чехол; *2* – ненарушенные зоны фундамента; *3* – зоны тектонических нарушений; *4* – точки зондирований ВЭРЗ № 0-9, 22-26; *5* – трещиноватые зоны

определены на глубинах 2000м и 2500м. В северо-восточной части нарушенные зоны выделены на глубинах 1000, 2000, 2500 м и на интервале от 3000 до 5000 м.

На профиле № 2 массивный блок выделен в интервале между пунктами зондирования № 11-№ 13 (протяженность блока 1 км, интервал глубин от 500 до 2000 м), второй блок – между пунктами № 17 – № 18 (протяженность блока 0.5 км, интервал глубин 300-3000 км.)

В юго-восточной части участка выделены зоны нарушений, расположенные в интервалах глубин 500-1000 м и 3000-4000 м.

Выводы. По результатам геоэлектрических исследований на Вереснянской площади Коростеньского плутона выделен и частично оконтурен блок ненарушенных пород кристаллического фундамента с горизонтальными размерами 4×2 км. Блок расположен в центральной части участка. Глубина кровли массивного блока варьирует от 300 до 500 м. На уровне поверхности кристаллического фундамента блок проявляется в виде небольшого поднятия с перепадом высот до 30 м. Подошва блока зафиксирована в интервале глубин от 2000 до 4000 м. С северной части блок ограничен субширотным тектоническим нарушением, с запада и востока – зонами дробления.

Задачи изучения внутреннего строения фундамента, выделения в нем монолитных блоков актуальны при строительстве объектов повышенного риска – атомных станций, химических и нефтеперерабатывающих заводов, хранилищ различного типа. Существенный интерес представляют также и задача выделения и картирования в теле фундамента раздробленных и нарушенных зон, а также участков пониженной скорости и плотности пород (волноводов), с которыми могут быть связаны залежи нефти и газа.

Аппаратурный комплекс вертикального электрорезонансного зондирования, позволяет строить вертикальные геоэлектрические разрезы на глубину 8000 м. Впоследствии, такие геоэлектрические разрезы могут использоваться для формирования моделей первого приближения при плотностном моделировании или же при построении магнитных моделей.

Съемка методом СКИП может использоваться для картирования разломных зон, как в осадочном чехле, так и в кристаллическом фундаменте, а также комплексироваться при решении такого типа задач с гравиметрией и магнитометрией.

Комплексирование технологии СКИП-ВЭРЗ с гравиметрическим и магнитометрическим методами (и другими!) исследований будет способствовать существенному повышению эффективности геофизических методов при решении экологических, инженерно-геологических и геолого-геофизических задач в целом.

Литература

1. *Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.* Электрорезонансное зондирование и его использование для решения задач экологии и инженерной геологии // Геологический журнал. – 2003. – № 4. – С. 24-28.

2. *Левашов С.П., Самсонов А.И., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Таскинбаев К.М.* Использование геоэлектрических методов при проведении рекогносцировочных исследований на нефть в Западном Казахстане // Геоинформатика. – 2004. – № 1. – С. 21-31.
3. *Левашов С.П., Якимчук Н.А.., Пищаный Ю.М., Корчагин И.Н.* Аппаратурный комплекс «GEMA» комплексных геоэлектрических исследований и его использование для поисков скоплений углеводородов. Сборник научных трудов НГА Украины № 13, Том 4. – Днепропетровск: РИК НГА. – 2002. – С. 78-83.

ИЗУЧЕНИЕ ПЛОЩАДЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

С.П. Левашов[1,2], Н.А. Якимчук[1,2], И.Н. Корчагин[3], Ю.М. Пищаный[2]

[1]Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина;
[2]Центр менеджмента и маркетинга в области наук о Земле при ИГН НАНУ, Киев;
[3]Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Введение. На протяжении 2001-2005 г.г. экспресс-технология геоэлектрических исследований СКИП-ВЭРЗ широко применялась для решения различных экологических, инженерно-геологических и геолого-геофизических задач. В частности, технология применялась для поисков и картирования водо-насыщенных коллекторов [1-3]. Ниже представлены результаты ее применения для картирования зон распространения минеральной воды в районе города-курорта Моршин в Западной Украине.

Общие сведения. В сентябре 2005 г. в пределах Моршинского месторождения минеральных вод выполнены геофизические исследования на трех участках. Участок № 1 (3.0 х 1.0 км) расположен в лесной зоне на правом берегу речки Бережница севернее г. Моршин. В пределах участка расположены источники минеральной воды № 1, № 2, № 3, № 4. Участок № 2 (1.5 х 0.8 км) расположен западнее г. Моршин, в его пределах имеется буровая скважина, в которой установлено наличие минеральной воды. Участок № 3 (1.2 х 0.5 км) расположен на южнее с. Лисовичи, на правом берегу речки Сукель.

В задачу исследований входило выявление и картирование зон накопления минеральной воды, установление оптимальных мест для заложения буровых скважин и строительства каптажей минеральных источников.

Естественные источники минеральных вод в районе исследований формируются за счет вытоков из пласта гравийно-галечниковых отложений, которые образуются, в основном, вдоль оврагов, пересекающих зоны максимального водонасыщения.

Во время работ проводились геоэлектрические и сейсмоакустические исследования методами становления короткоимпульсного поля (СКИП), вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) и сейсмоакустического зондирования. Съемка СКИП использовалась для построения карт распространения минеральной воды. Методы зондирования применялись для определения глубин залегания водонасыщенных горизонтов и построения вертикальных колонок и разрезов.

Методика полевых работ. Полевая съемка методом СКИП проводились вдоль отдельных профилей с шагом 20-50 м. При выявлении аномальной зоны повышенной увлажненности грунтов по одному из профилей, шаг измерений уменьшался, а число профилей увеличивалось.

Через аномальные зоны, выявленные методом СКИП, проложены профили ВЭРЗ и сейсмоакустического зондирования. Сейсмоакустические исследования выполнялись с шагом 5 м. Глубина исследования ВЭРЗ и сейсмозондирования составляла 40 м. В отдельных точках ВЭРЗ выполнялось

до 500 м. Координаты точек начала и конца профилей съемки и точек ВЭРЗ определялись при помощи GPS-приемника.

Результаты геофизических работ. По данным проведенных исследований а) построены карты зон повышенного содержания минеральной воды и вертикальные разрезы через зоны повышенного обводнения грунтов; б) в районе г. Моршин выявлены и протрассированы зоны тектонических нарушений, в пределах которых отмечается максимальное водонасыщение гравийно-галечных отложений; в) выделены места оптимального заложения буровых скважин и каптажей для добычи минеральной воды; г) определены мощности водовмещающих гравийно-галечных отложений.

На участке № 1 аномальная зона повышенного содержания воды (рис. 1) залегает вдоль правого берега р. Бережница в виде полосы шириной от 100 до 250 м. Рабочие каптажи № 1, 2, 3 расположены в центральной части зоны, каптаж № 4 – на ее краю. На левом берегу реки аномальные зоны не выявлены. Закартированный участок повышенного водонасыщения связан с зонами тектонических нарушений северного и северо-восточного направлений. В этих направлениях происходит миграция подземных вод.

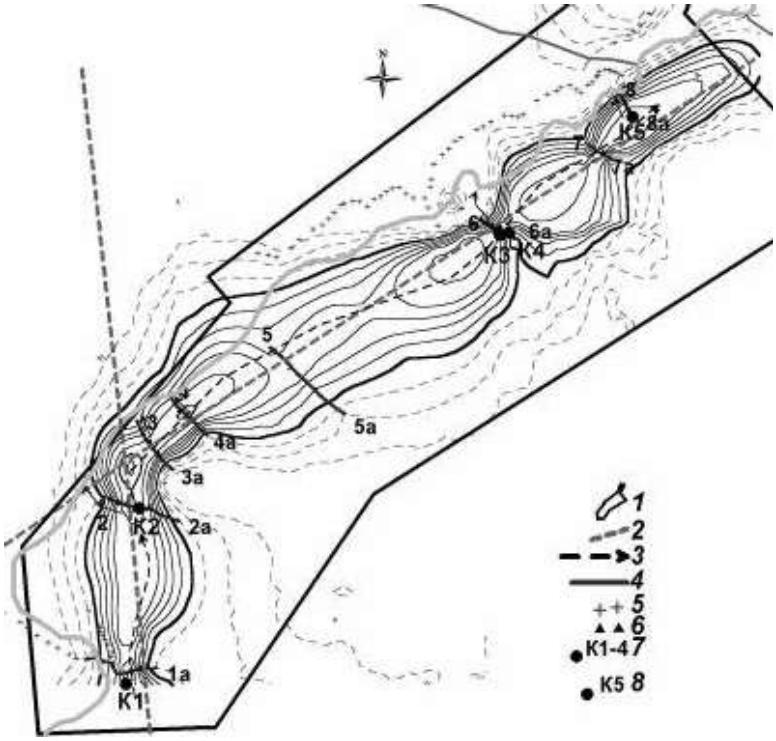


Рис. 1. Карта зоны распространения минеральной воды на участке № 1 месторождения. *1* – границы участка ; *2* – тектонические нарушения; *3* – направление миграции подземных водных потоков; *4* – линии вертикальных разрезов; *5* – пункты съемки СКИП; *6* – станции ВЭРЗ; *7* – каптажи источников № 1-4; *8* – естественный источник.

Вдоль берега реки со стороны леса развита сеть оврагов. При эрозионном врезе оврагов в зону повышенного обводнения наблюдаются истоки воды в виде источников или зон сильного увлажнения грунта. Для строительства каптажей необходимо выбирать места, которые расположены на левых сторонах оврагов и балок, со стороны притока подземной воды.

В северо-восточной части участка (точка К8) выявлен интенсивный подземный источник воды.

Поперек зоны повышенного обводнения пород проложены профили ВЭРЗ, вдоль которых построены схематические геологические разрезы (№ 1-8). Профили проходят через зоны каптированных источников № 1, 2, 3, 4, а также

через места, рекомендованные для сооружения новых каптажей. Во всех точках зондирования минеральная вода фиксируется в гравийно-галечных отложениях.

Профиль 1-1а, источник № 1 (К1). Каптаж расположен вблизи максимума аномальной зоны. Ширина зоны повышенного увлажнения – 150 м. Данные зондирования в районе каптажа К1: суглинки – 0-2 м; галечник – 2-9 м; минеральная вода – 4-9 м. Зоны повышенной увлажненности в нарушенных песчано-глинистых отложениях установлены в интервалах 60-64 м и 449-463 м.

Профиль 2-2а, источник № 2 (К2). Ширина зоны обводнения – 250 м. Каптаж расположен на левой стороне балки, в центре аномалии. Профиль зондирования проложен по дну балки. Данные зондирования в районе каптажа К2: суглинки – 0-2 м; галечник – 2-11 м; поверхностная вода – 2-3 м; минеральная – 3-11 м (8 м)**.** Зона повышенной увлажненности в нарушенных песчано-глинистых отложениях установлена в интервале 11-462 м.

Источник № 2 расположен в зоне пересечения двух тектонических нарушений, меридионального и северо-восточного направлений. Здесь имеет место вертикальная миграция минеральных вод через зону дробления пород из нижних горизонтов в гравийно-галечный горизонт. Далее, происходит латеральная миграция воды в северо-восточном направлении.

Профиль 3-3а проложен по дну балки. Ширина зоны обводнения – 150 м. Точки ВЄРЗ № 4 и № 5 размещены в центральной части зоны аномалии. Данные ВЭРЗ для точки № 4: суглинки – 0-2.5 м; галечник – 2.5-10 м; поверхностная вода 2.5-4.5 м; минеральная – 4.5-10 м. Зоны увлажнения в песчано-глинистых отложениях установлены в интервалах 62-64 м и 449-461 м .

Профиль 4-4а привязан к точке зондирования № 6. Ширина зоны обводнение – 180 м. Данные ВЭРЗ для точки № 6: суглинки – 0-3 м; галечник 3-12 м; поверхностная вода – 2-2.5 м; минеральная вода – 2.5-12 м **.**

Профиль 6-6а. Источники № 3, 4. Ширина аномальной зоны – 70 м. Данные зондирования в районе каптажа К3: суглинки – 0-4 м; галечник – 4- 15 м; поверхностная вода – 4-4.5 м; минеральная – 4.5-15 м. Данные ВЭРЗ в районе каптажа К4: суглинки – 0-4 г; галечник – 4-15 м; поверхностная вода – 4-7 м; минеральная вода – 8-15 м. Для нормального функционирования каптажа № 4 отбор воды должен быть оборудован на глубине 8 м и ниже.

Профиль 7-7а проложен по склону горы, вне овражной части. Ширина аномальной зоны – 80 м. Данные ВЭРЗ для точки № 9: суглинки – 0-10.5 м; галечник – 10.5-16.5 м; поверхностная вода – 7.5-10.5 м; минеральная вода – 10.5-16.5 м. Зоны повышенной увлажненности в нарушенных песочно-глинистых отложениях установлены в интервалах 60-66 м и 458-483 м.

Профиль 8-8а проложен вдоль ручья, который вытекает из интенсивного источника. Ширина аномалии – 130 м. Данные ВЭРЗ для точки № 9: суглинки – 0-1 м; галечник – 1-11 м; поверхностная вода – 0-1 м; минеральная вода 1-11 м.

Участок № 2 пересекают две балки. В борту одной из них пробурена скважина, которая вскрыла пласт с минеральной водой. Съемкой СКИП на площади выделена аномальная зона повышенного водосодержания (**рис. 2**), которая протягивается с юго-запада на северо-восток. Миграция подземных вод происходит в северо-восточном направлении вдоль тектонически ослабленной зоны. Эрозионные врезы балок пересекают зону, вскрывая гравийно-галечный

горизонт, из которого часть воды поступает в ручьи. Через аномалию построены два вертикальных разреза по профилям № 1-1а и № 2-2а.

Результаты ВЭРЗ в районе скважины. Основные горизонты по данным ВЭРЗ: суглинки – 0-9 м; галечник – 9-21 м; поверхностная вода – 7-15 м; минеральная вода – 15-21 м. Зона повышенной увлажненности в нарушенных песчано-глинистых отложениях установлена в интервале 65-71 м (6 м).

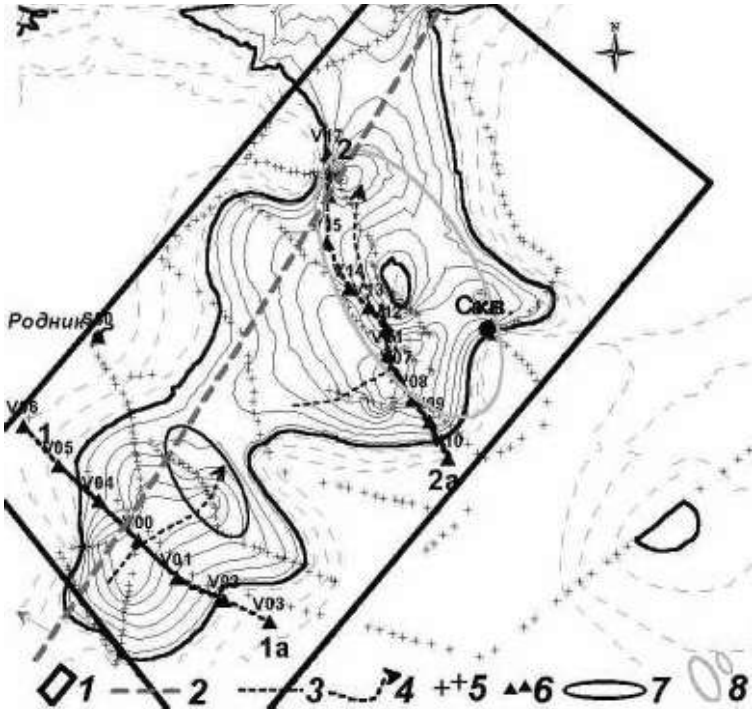


Рис. 2. Карта зоны распространения минеральной воды на участке № 2 месторождения. *1* – границы участка исследований; *2* – тектонические нарушения; *3* – профили вертикальных разрезов 1-1а, 2-2а по данным ВЭРЗ; *4* – направление миграции подземных водных потоков; *5* – пункты съемки СКИП; *6* – станции ВЭРЗ; *7* – контур зоны распространение минеральной воды; *8* – рекомендованные участки для заложения буровых скважин на воду; *9* – направление миграции подземных водных потоков.

Профиль 1-1а проложен вдоль дороги. Ширина аномальной зоны вдоль профиля – 350 м. В центральной части аномалии разрез представлен так: суглинки – 0-9 м; галечник – 9-15 м; минеральная вода – 9-15 м (6 м).

Профиль 2-2а. Ширина аномальной зоны вдоль профиля – 600 м. Точки ВЭРЗ 11 и 07 размещены вблизи максимума аномалии. В этом месте наибольшая мощность водного горизонта: суглинки – 0-13 м; галечник – 13- 25 м; поверхностная вода – 4- 13 м; минеральная вода – 13-25 м (12 м).

Зона повышенной увлажненности в песчано-глинистых отложениях установлена в интервале 25-67 м. В этом месте существует восходящий вертикальный поток воды. Данное место, а также зона ниже по склону балки, является оптимальным для заложения буровой скважины на воду.

Участок № 3 расположен вдоль правого берега г. Сукель. Аномальная зона состоит здесь из двух расходящихся рукавов. Основной участок зоны простирается в северном направлении вдоль тектонически ослабленной зоны. В этом же направления происходит миграция воды подземных водных потоков.

Вдоль берега речки по профилю 1-1а проведено сейсмоакустическое и электрорезонансное зондирование. В точках ВЭРЗ № 114 и № 84 зарегистрированы локальные экстремумы аномалии. Геологические границы для этих точек: ВЭРЗ № 114 – суглинки – 0-4.5 м; галечник – 4.5-11 м; поверхностная

вода – 3-4.5 м; минеральная – 4.5-11 м; ВЭРЗ № 84 – суглинки – 0-4.5 м; галечник – 4.5-11 м; поверхностная вода – 4-7.5 м; минеральная – 7.5-11 м (3.5 м). Район точек ВЭРЗ № 114 и № 84 является оптимальным для заложения добывающих буровых скважин.

Общие результаты геофизических работ. В результате проведенных исследований на трех участках установлено, что Моршинські минеральные воды залегают в основном вдоль тектонически нарушенных зон. Гравийно-галечные отложения в верхней части разреза являются своеобразным накопительным резервуаром, в который минеральные воды поступают за счет вертикальной миграции из нижних горизонтов. Участки вертикальной миграции установлены в районе каптажа № 2 (К2, участок 1) и в центральной части участка № 2. Вертикальная миграция происходит в зонах максимального дробления пород и пересечения тектонических нарушений.

Дополнительные исследования проведены также с целью трассировки зон тектонических нарушений за пределами трех участков. Это позволило построить общую карту тектонически нарушенных зон в районе г. Моршин. Выделены три основные нарушения, вдоль которых происходит миграция минеральной воды. Особый интерес представляет субмеридиональное нарушение, которое проходит восточнее от г. Моршин, через с. Лисовичи, лесную зону и через зону источника № 2 на участке № 1. Вдоль линии тектонического нарушения образовался целый ряд балок. Эрозионные врезы балок пересекают линию тектонически нарушенной зоны и могут вскрывать гравийно-галечный горизонт, по которому осуществляется миграция минеральных вод. Данная зона представляет интерес для проведения работ по поиску и разведке источников минеральной воды в районе г. Моршин.

Выводы. По данным геофизических исследований на участках № 1-3 выделены и закартированы зоны распространения минеральных вод. Определены места максимального водонасыщения отложений гравийно-галечного горизонта. Установлено, что основные залежи минеральной воды расположены вдоль зон тектонических нарушений. Гравийно-галечный пласт является накопительным резервуаром минеральных вод, которые поступают с глубин 450-460 м. В пределах участков № 1 и № 2 определено несколько мест вертикальной миграции воды из нижних горизонтов.

Представлены рекомендации по местам оптимального расположения буровых скважин и каптажей для добычи Моршинской минеральной воды.

Литература

1. *Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.* Использование геоэлектрических методов для поиска и картирования водоносных коллекторов / Проблемы водных ресурсов, геотермии и геоэкологии. Материалы Международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика Г.В. Богомолова, Минск 1 – 3 июня 2005 г. В двух томах. Том 1. – С. 137-139.
2. *Levashov S.P., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Pyschaniy Ju.M., Yakymchuk Ju.N.* The searching and mapping the water-saturated rock by geoelectric methods. 67nd EAGE Conference and Technical Exhibition. Madrid, Spain, 13 – 16 June 2005. CD-ROM Abstracts volume, 4 pages.

3. *Levashov S.P., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Pyschaniy Ju.M., Yakymchuk Ju.N.* The water-saturated rock searching and mapping by geoelectric methods. The 4th Balkan Geophysical Congress – International Conference of Applied Geophysics and Earth Physics, Bucharest Romania, 9-12 Oct. 2005. Extended Abstracts compact disk. 4 pages.

О ВОЗМОЖНОСТИ РАЗДЕЛЕНИЯ ПО ГЛУБИНЕ ИСТОЧНИКОВ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

П.С. Мартышко, И.Л. Пруткин

(Институт геофизики УрО РАН)

Нами была предпринята попытка использовать методику, ранее успешно применявшуюся для обработки гравитационных измерений [1], для обработки магнитных данных. Прежде всего, напомним методику разделения источников поля.

При разделении источников потенциального геофизического поля по глубине решается задача о выделении эффекта от источников в слое от земной поверхности до некоторой глубины H. Слой ограничен по горизонтали пределами исследуемой площади, поэтому необходимо устранять влияние боковых источников. Умея решать описанную задачу, можно найти поле от полупространства ниже глубины H , а также эффект от горизонтального слоя между фиксированными глубинами.

Для решения упомянутой выше проблемы применялась следующая методика. Поле сначала продолжается вверх на уровень H, при этом влияние приповерхностных источников если и не устраняется совсем, то значительно ослабевает. Искажения, связанные с этой процедурой, наиболее велики вблизи границы области вследствие интегрирования не по бесконечной плоскости, а по конечной области. С целью уменьшения искажений из измерений предварительно были вычтены значения функции, которая представляет собой решение плоской задачи Дирихле, то есть функции, удовлетворяющей в исследуемой области двумерному уравнению Лапласа и принимающей на границе области те же значения, что и заданное поле. На наш взгляд, эта функция вполне может использоваться в качестве поля боковых источников. Гармоническая в области функция, как известно из вариационного исчисления, минимизирует в ней интеграл от квадрата градиента. Требование минимума такого функционала соответствует представлениям о плавном изменении регионального фона внутри области. Поскольку предполагается, что поле искомого объекта достаточно прослежено, остаточная аномалия на границе области должна быть близка к нулю. Кроме того, гармоническая в области функция не имеет внутри нее экстремумов и, следовательно, не может стать причиной появления ложных аномалий. С помощью полиномов невысокой

степени, успешно применяемых в качестве регионального фона в двумерном случае, весьма сложно удовлетворить всем упомянутым требованиям при обработке измерений на площади. При использовании гармонической в области функции, принимающей на границе те же значения, что и заданное поле, необходимые требования оказываются выполненными.

При пересчете вверх остаточного поля использовалась формула Пуассона, дающая решение задачи Дирихле для полупространства:

$$U(x',y',H)=\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\frac{H}{((x-x')^2+(y-y')^2+H^2)^{3/2}}U(x,y,0)dxdy \qquad (1)$$

В формуле (1) функция $U(x,y,0)$ - разность заданных значений поля и решения плоской задачи Дирихле на дневной поверхности, левая часть - найденные значения поля на плоскости $z=H$ в верхнем полупространстве.

Чтобы окончательно избавиться от источников в горизонтальном слое от дневной поверхности до глубины *H*, пересчитанное вверх поле было затем продолжено вниз на глубину *H*. При этом соотношение (1) используется в качестве интегрального уравнения, в котором теперь функция $U(x',y',H)$ задана, в ядре *H* заменяется величиной 2*H*, а искомым решением является функция $U(x,y,-H)$. Решение уравнения 1-го рода (1) представляет собой некорректную задачу, что делает необходимым использование одного из методов регуляризации. Оператор уравнения (1) является положительно определенным и самосопряженным, поэтому можно использовать схему М. М. Лаврентьева [1] и вместо уравнения $Kw=U$, которое является операторной записью соотношения (1), решать регуляризованное уравнение $(K+\alpha E)w=U$ при подходящем выборе параметра регуляризации. Особенности найденной функции $U(x,y,-H)$ лежат глубже *H*, выше этого уровня она является гармонической, в связи с чем можно трактовать ее как поле глубинных источников. Сумму этого поля, пересчитанного на дневную поверхность, и предварительно вычтенного решения задачи Дирихле мы использовали как поле боковых и глубинных источников. Разность измеренных значений гравитационного поля и полученного поля сторонних источников использовалась нами в качестве гравитационного эффекта от источников, лежащих в горизонтальном слое от дневной поверхности до глубины *H*.

Обсудим проблемы, связанные с применением методики для обработки магнитных данных. Как известно, поле точечного источника в магнитном случае имеет более сложный характер, чем в гравитационном: при удалении от максимума поле Z переходит через 0, а затем медленно возрастает от отрицательных значений к нулю. Возможно наложение на минимум максимума от соседнего источника. Обычно измеренное магнитное поле является гораздо более градиентным, чем гравитационное. Поле глубинных источников часто

практически неразличимо из-за большого количества аномалий от приповерхностных локальных магнитных объектов. С другой стороны, магнитный потенциал и его производные являются гармоническими в верхнем полупространстве, поэтому при пересчете магнитного поля вверх также может использоваться формула Пуассона (1).

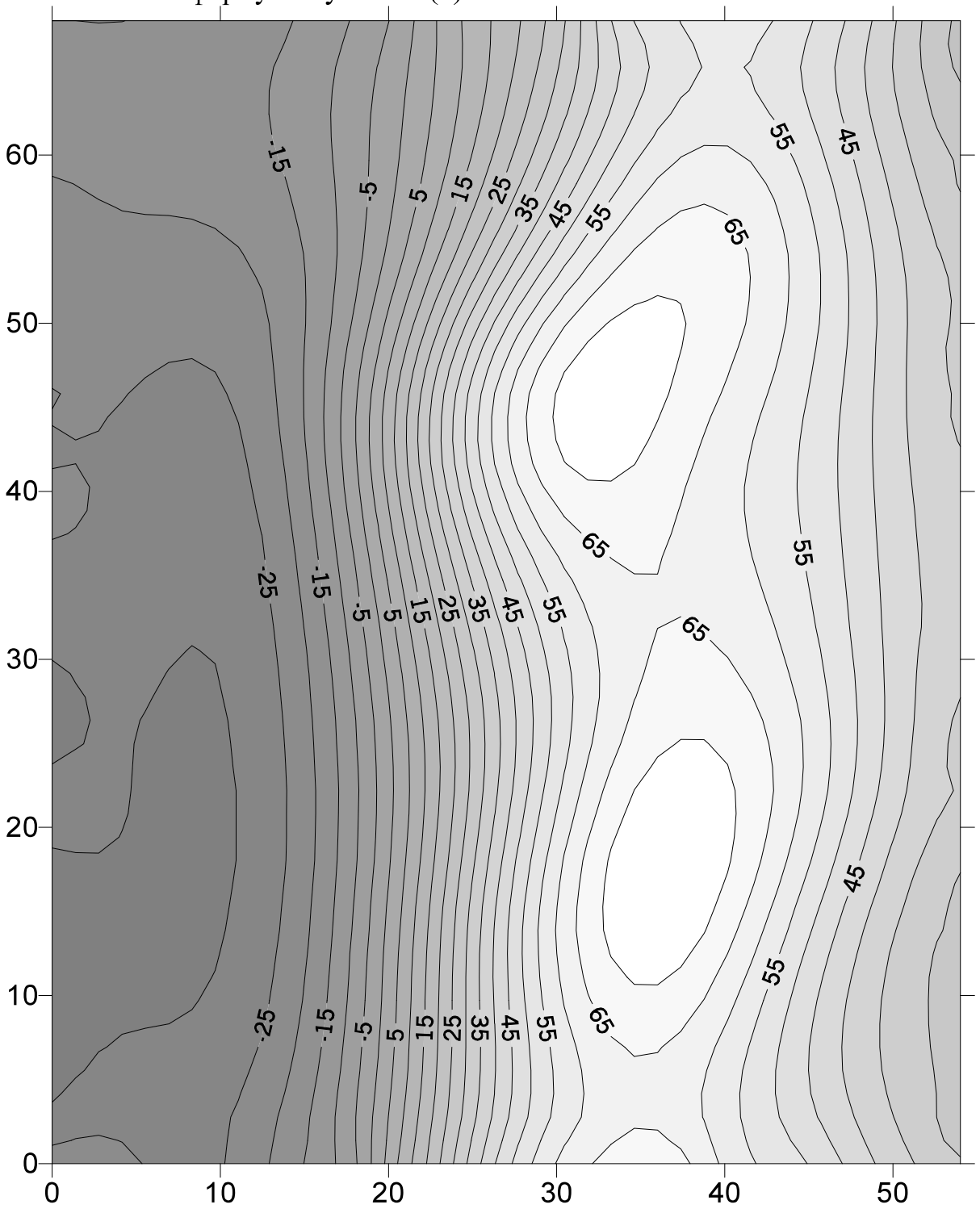


Рис. 1
Гравитационное поле

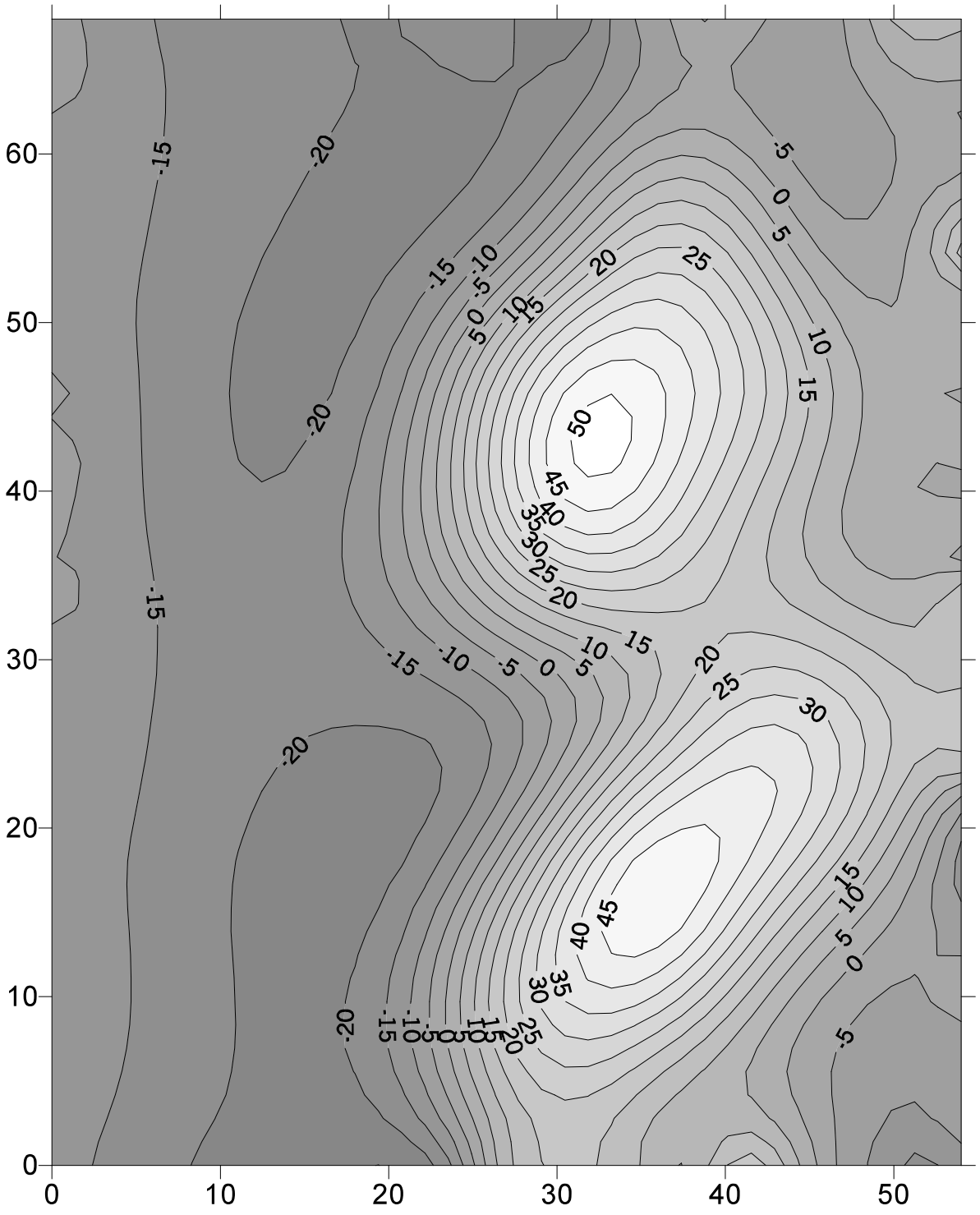


Рис. 2
Магнитное поле

Нами был проведен ряд вычислительных экспериментов с целью выяснения возможностей предлагаемой методики для разделения по глубине источников магнитного поля. Оказалось, что весьма полезно для предварительного сглаживания поля провести его осреднение с окном, размеры которого значительно меньше значения H , используемого при обработке. Опробование проводилось на практическом материале по площади на Среднем Урале, на которой имелись как магнитные, так и гравитационные измерения.

Применение методики привело к целому ряду любопытных результатов. При малых значениях H магнитные и гравитационные поля от источников в полупространстве ниже глубины H значительно отличались. По-видимому, это позволяет сделать вывод о различной природе приповерхностных источников гравитационных и магнитных аномалий. При использовании значения H = 5 км обнаружилось, что поле от глубинных объектов, как в гравитационном, так и в магнитном случае имеет одинаковый характер: наблюдаются два максимума, положение которых качественно совпадает (см. рис. 1 и рис. 2 –значения в мгл и нТл, соответственно). Возможно, поля обусловлены глубинной границей раздела, на которой наблюдается скачок как плотности, так и магнитной восприимчивости.

Весьма интересным представляется последовательное устранение источников при увеличении значения H. Если источник присутствует в поле от полупространства ниже глубины H_1 и практически исчезает при использовании значения H_2 , где $H_2 > H_1$, то можно предполагать, что он локализован в горизонтальном слое между глубинами H_1 и H_2 . Это обстоятельство позволяет разделить по глубине источники поля.

Список литературы

1. *Мартышко П.С., Пруткин И.Л.* Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Геофизический журнал ,т. 25, № 3.2003. С.159-168.

ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЕ ИЗОБРАЖЕНИЕ СОЛЯНОКУПОЛЬНОГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

А.В. Матусевич

РГП «Специализированное гравиметрическое предприятие», Алматы, Казахстан

Еще на заре применения трансформаций гравитационного поля для его геологической интерпретации действие площадного осреднения в пределах круга с радиусом R считалось равносильным «раскатыванию» аномальных масс в плоский диск, радиусом и высотой, равными R (А.Н. Тихонов, Ю.Д. Буланже, 1945 г.). Это на первый взгляд вполне логичное утверждение строго не доказано, более того нетрудно показать, что для многих моделей оно вообще ошибочно. Однако для некоторых геолого-геофизических условий, по крайней мере, в первом приближении оно может выполняться. Для этого класса моделей будем считать, что в результате осреднения аномалии, связанные с неоднородностями до глубины R в значительной степени «подавлены», то есть амплитуды их снижены. Было установлено, что эффект подавления аномалий («раскатывания» масс) увеличивается, при многократном осреднении поля в скользящем окне.

Выполним n последовательных осреднений гравитационного поля с увеличением размеров скользящего окна на постоянную величину 2•dH, начиная с 2•dH, каждый раз сглаживая поле Ui, полученное в предыдущем цикле осреднения. В результативной серии составляющих гравитационного поля будут подавлены аномалии, обусловленные неоднородностями верхней толщи разреза мощностью i•.dH, где i – порядковый номер осреднений. В разностных полях $dU_I=U_I–U_{I+1}$ подавлены аномалии от неоднородностей выше i•dH и глубже (i+1)•dH и, как следствие, преобладают аномалии от (i+1)-ого слоя мощностью dH. Не трудно заметить, что в результате выполнена полосовая фильтрация исходного поля. Если каждую из вычисленных трансформант отнести к горизонтальной плоскости на уровне глубин i•dH, то полученный набор числовых матриц можно рассматривать, как объемную числовую модель гравитационного поля.

На рисунке 1а показан разрез объемного гравитационного поля по профилю, расположенному в центральной части Прикаспийской впадины (dH=0.5 км). На разрезе четко выделяется зона чередующихся интенсивных минимумов и максимумов, которые в нижней части разреза переходят в относительно спокойное поле. Это однозначно соответствует разделению геологического разреза на солянокупольный структурно-тектонический этаж и подсолевой комплекс отложений, поэтому рассматриваемые локальные аномалии назовем аномалиями солянокупольного типа. На разрезе вынесены данные сейсморазведки - подсолевой горизонт П1, и кровля соли в сводах куполов (на склонах и в межкупольных зонах отражения от кровли соли прослеживаются неуверенно). Минимумы хорошо согласуются с соляными

куполами, однако глубина до кровли соли в сводах куполов не всегда удовлетворительно совпадает с верхней границей отрицательного поля.

Напомним, что исходный постулат о размерах диска, в пределах которого «раскатываются» аномальные массы не строг, поэтому удовлетворительное соответствие минимумов объемного гравитационного поля глубинам залегания соляных куполов наблюдается далеко не всегда. Вертикальная ось объемной модели гравитационного поля только по направлению соответствует глубине, что касается величинам глубин, то она отображает их в общем случае столь приближенно, что их следует отождествлять с глубинами весьма условно, поэтому следует называть их псевдоглубинами. Рассмотрим возможность преобразования объемной модели гравитационного поля таким образом, чтобы псевдоглубины максимально приблизились к истинным глубинам. Соответствие зоны локальных аномалий солянокупольному структурному этажу позволило разработать алгоритм глубинной увязки объёмной модели поля с геологической средой. Исходными данными для такой увязки является первый подсолевой горизонт, подошва покровных отложений и нижняя граница аномалий солянокупольного типа.

На рисунке 1б показано улучшение соответствия гравитационного поля строению солянокупольного структурного этажа. Кровля соли в сводах куполов с высокой точностью совпадает с верхней границей соответствующих минимумов, улучшение этого соответствия особенно проявилось на куполах вблизи пикетов 70 и 87. Подсолевое ложе совпадает с нижней границей аномалий солянокупольного типа. Такое преобразование гравитационного поля облегчает использование его для построения непрерывной вдоль всего профиля верхней границы соленосных отложений.

Представление результатов фильтрации в виде увязанных по глубине вертикальных разрезов, облегчающее геологическую интерпретацию гравитационного поля, правомерно назвать **гравиметрическим изображением геологической среды**. Интересно, что такой подход вполне приемлем и для магнитного поля. В связи с этим рассмотрим один пример. Аномалии магнитного поля Прикаспийской впадины в основном связаны с неоднородностями кристаллического фундамента. По мнению многих исследователей, они обусловлены интрузивными телами, которые частично могли внедряться в нижние части разреза осадочного чехла. Наиболее глубокий горизонт, из прослеживаемых сейсморазведкой в осадочных отложениях Прикаспийской впадины, стратифицируется как девонский (П3). В некоторых частях региона горизонт П3 приближается и сливается с поверхностью фундамента. Учитывая это, результаты объемного преобразования магнитного поля в первом приближении можно увязывать с горизонтом П3. На рисунке 2 показано **грави-магнитное изображение геологической среды** по одному из разрезов в южной части Прикаспийской впадины. Верхняя часть разреза, между подошвой юрских отложений (горизонт V) и подсолевым ложем (П1), совмещена с объемным гравитационным полем, которое отображает строение солянокупольного структурного этажа. В низах разреза (ниже горизонта П3, включая фундамент) показано объемное магнитное поле, полученное в результате преобразований данных аэромагнитной съемки по методике,

разработанной нами для гравитационного поля. Объем статьи не позволяет углубляться в геологическую интерпретацию приведенного разреза. Поэтому здесь лишь показываем удобство интерпретации гравимагнитных материалов, представленных в виде разрезов полей, увязанных по глубине.

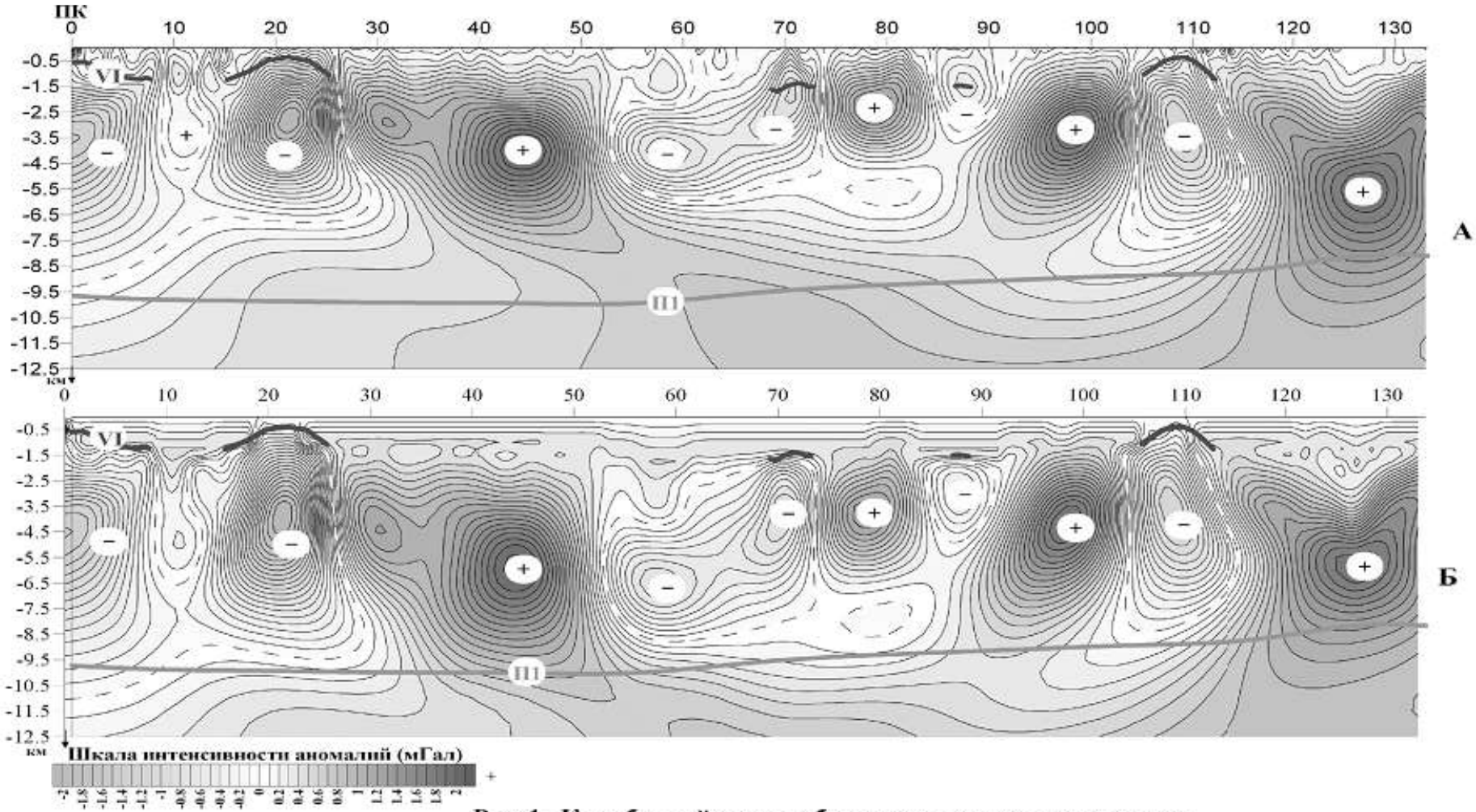


Рис. 1. К глубинной увязке объемного гравитационного поля

А-разрез до увязки; Б-увязанный разрез.

——— - соль по данным сейсморазведки; ——— - отражающий горизонт П1;

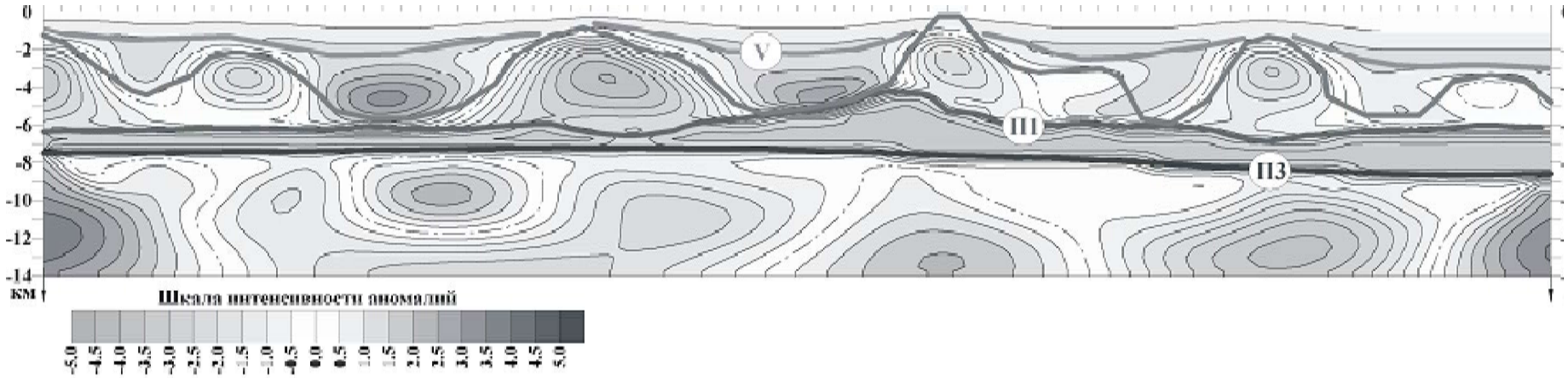


Рис. 2. Грави-магнитное изображение геологической среды.

V -отражающий горизонт V

-кровля соли по результатам решения обратной задачи гравиразведки

П1- отражающий горизонт П1

П3- отражающий горизонт П3

ОТОБРАЖЕНИЕ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ В МАГНИТНОМ ПОЛЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СОЛЯНОКУПОЛЬНОГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА

А.В. Матусевич[1] , А.В. Лапин[2]

[1] РГП «Специализированное гравиметрическое предприятие», Алматы, Казахстан
[2] ТОО «НПЦ ГЕОКЕН», Алматы, Казахстан.

Отображение соляных куполов Прикаспийской впадины в гравитационном поле интенсивными минимумами общеизвестно. Вот уже три четверти века гравиразведка используется для изучения строения солянокупольных структур. Аномалии магнитного поля связаны, в основном, с неоднородностями кристаллического фундамента, которые отображаются аномалиями интенсивностью десятки - сотни нТл. По единодушному мнению многих исследователей эти аномалии обусловлены интрузивными телами в фундаменте, которые могли частично внедряться в нижние части разреза осадочного чехла. В восточной и северо-восточной частях Прикаспийской впадины в результате детального анализа материалов аэромагнитных съемок были выделены аномалии в 2 - 10 нТл, контролирующие краевые части соляных куполов (В.А. Боронаев). Для этого выполнялась высокочастотная фильтрация поля в скользящем окне по маршрутам аэромагнитных съемок, что позволило избежать влияния погрешностей их взаимной увязки. Обязательным условием выделения таких аномалий было близкое к ортогональному пересечение границ куполов аэромаршрутами. При уменьшении углов пересечения до 50^{O} и менее контуры куполов не выделялись.

В настоящее время удалось найти способ фильтрации магнитного поля по маршрутам, с помощью которого своды куполов выделяются отрицательными локальными магнитными аномалиями интенсивностью 2 – 5 и более нТл независимо от формы и размеров куполов. В качестве примера на рисунке 1 приведены фрагменты карт локальной составляющей магнитного поля и структурной карты кровли соли на площади одного из куполов в северной прибортовой части впадины. Над куполом выделена отрицательная аномалия интенсивностью до 15 нТл с хорошим совпадением контуров аномалии и крутого погружения соли. Отметим, что в западном направлении купол сейсморазведкой прослежен за пределами гравитационного минимума.

В связи со значительной трудоемкостью попрофильной фильтрации сделаны попытки использования площадного преобразования магнитного поля с целью выделения аномалий над соляными куполами. Для этого выполнялась дополнительная тщательная увязка маршрутов. Положительные результаты получены при использовании узкополосной фильтрации. Выделенные аномалии были сопоставлены с гравитационными минимумами и сводами соляных куполов, установленным по данным сейсморазведки на площади около 50000 кв. км в районе Хобдинского регионального максимума силы тяжести. Отображение соляных куполов в магнитном поле не столь очевидно, как

проявление их в гравитационном поле. Сопоставление локальных минимумов магнитного поля и контуров солянокупольных структур в обобщенном виде показано на схеме (рис. 1). Из рисунка видно насколько неоднозначно соотношение между сводами куполов и аномалиями магнитного поля. Так на площади крупных соляных массивов Жекендысай, Сауырбай, Егизкара локальные аномалии не выделяются, с узким соляным телом купола Сауле достаточно точно совпадает контур минимума магнитного поля. На многих куполах наблюдается частичное перекрытие магнитных минимумов и сводов поднятий соли. Для объективной оценки с помощью средств системы СПОГМ выполнена статистическая оценка совпадений локальных минимумов со сводами куполов. Так как из-за неравномерной густоты сейсмических профилей своды куполов не всегда полностью оконтурены, то это было восполнено сопоставлением контуров минимумов магнитного и гравитационного полей. В результате установлено, что 68% площади сводов куполов совпадет с локальными минимумами магнитного поля. Примерно на столько же совпадает площадь гравитационных минимумов с магнитными (70%). Совпадение площади сводов куполов с гравитационными минимумами более значительное - 86%. В то же время только 44% площади магнитных минимумов совпадает со сводами куполов и 62% с гравитационными минимумами. Это объясняется тем, что общая площадь отрицательных аномалий магнитного поля превышает площадь сводов куполов на 50%, и больше площади гравитационных минимумов на 12%.

Из приведенных статистических данных ясно, что взаимосвязь между локальным магнитным полем и соляными куполами весьма сложная. Создается впечатление о невысокой перспективе использования данных магниторазведки для изучения солянокупольных структур. Более детальный анализ позволил нам сделать более оптимистические выводы. Мы уже отмечали, что крупные соляные массивы в магнитном поле не проявляются. Исключение их может существенно повысить статистические показатели отображения куполов в магнитном поле. В то же время узкие протяженные соляные гряды в магнитном поле выражаются довольно четко. Более того, в магнитном поле проявляются небольшие изометричные обособленные соляные штоки, расположенные во внутренних частях крупных межкупольных зон (Каратау, Бекет, Кзылжарский). На куполе Колпаксай (северо-восточнее Шингиза), выявленном геологической съемкой, на сейсмической структурной карте отражающий горизонт VI не оконтурен, однако здесь выделен локальный минимум магнитного поля совпадающий с гравитационным минимумом. Небольшое безымянное поднятие соли, зафиксированное одним сейсмическим профилем между куполами Шолакмола и Черкесский, не проявилось в гравитационном поле, но отобразилось локальным минимумом магнитного поля. На этих структурах наблюдаются зачастую смещения аномалий относительно поднятий соли, но их

связь не вызывает сомнения, так как такие смещения во многих случаях можно объяснить недостаточной густотой сети сейсмических профилей.

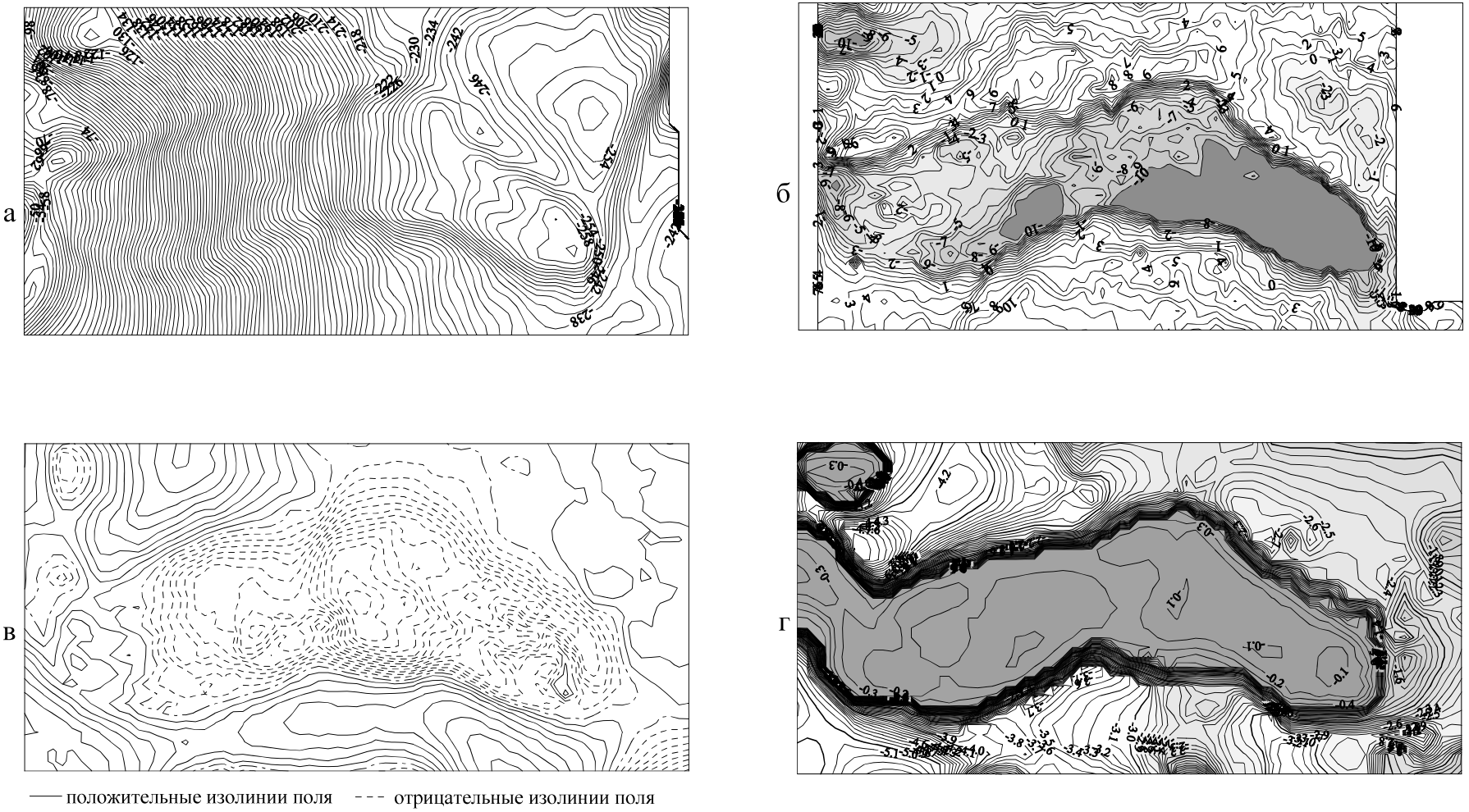


Рис. 1
Отображение соляного купола в магнитном и гравитационном полях
(северный борт Прикаспийской впадины)

а) исходное магнитное поле ΔTa; б) локальная составляющая магнитного поля (помаршрутная фильтрация);
в) локальная составляющая гравитационного поля; г)структурная карта кровли соли.

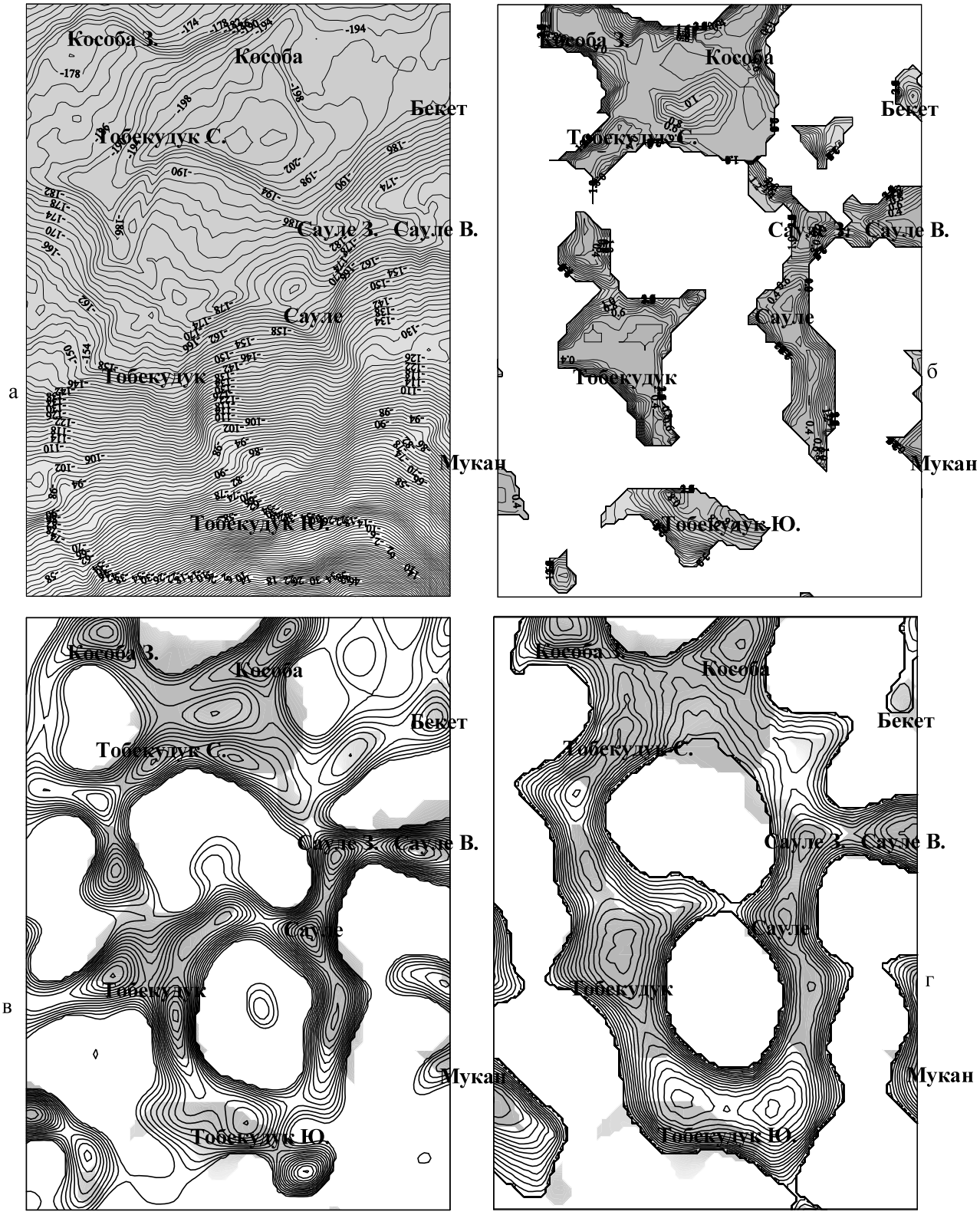


Рис. 2.
Отображение группы соляных куполов в магнитном и гравитационном полях (центральная часть Прикаспийской впадины).

а) магнитное поле; б) соляные купола (данные сейсморазведки);
в) локальные минимумы магнитного поля (площадная узкополосная фильтрация);
г)локальные минимумы гравитационного поля; (в и г на фоне контуров соляных куполов)

Ярким примером отображения соляных куполов в магнитном поле может служить группа соляных куполов Тобекудук – Сауле (рис.2). Здесь локальные минимумы магнитного поля образуют две кольцевые зоны, с высокой точностью совпадающие с соляными грядами и локальными гравитационными минимумами. Даже небольшие своды соли отображаются иногда более контрастно, чем в гравитационном поле (например, свод на перешейке Тобекудук - Тобекудук Сев., купол Кособа Зап.).

Таким образом, соляные купола находят отображение как в гравитационном, так и в магнитном полях. Наблюдаются смещения между контурами соляных куполов, закартированных сейсморазведкой, минимумами гравитационного и магнитного полей. Можно отметить следующие ситуации. 1) Граница купола (сейсморазведка) совпадает с контуром минимума гравитационного и магнитного полей. 2) граница купола, совпадая с контуром магнитного минимума, выходит за пределы гравитационного минимума. 3) Небольшой обособленный купол, зафиксированный сейсморазведкой, четко отображен в магнитном поле, но слабо выражен в гравитационном. 4) На площади совпадающих, небольших по площади минимумов магнитного и гравитационного полей купол сейсморазведкой не оконтурен. 5) Купол в гравитационном поле отображен интенсивным гравитационным минимумом но локального минимума магнитного поля выделить не удается. Есть основания ожидать, что глубокий анализ совокупности этих данных может привести к важным геологическим выводам. Например, вполне вероятно, что ситуация 2 связана с наличием соляного карниза, а в случае 4 купол сейсморазведкой пропущен (редкая сеть профилей или плохое качество материала).

УСТОЙЧИВОСТЬ МАК-ВОЛН В ЗЕМНОМ ЯДРЕ ЗЕМЛИ ДЛЯ МОДЕЛИ СЖИМАЕМОЙ СРЕДЫ.

М.Г. Миндубаев

ИГФ УрО РАН, г.Екатеринбург.

1. Проведен анализ опубликованных археомагнитных и палеомагнитных данных по исследованию основного спектра вековых вариаций геомагнитного поля. Из анализа этих данных, следует, что данные вариации имеют не гармонический характер, а представляют циклические колебания, ритмы. Характерные величины периодов колебаний близки к значениям: T~360, 600, 900, 1200, 180, 2700, 3600, 5400 и 9000 лет. Согласно [Брагинский, 1970] средние частоты основного спектра, порядка тысячи лет, представляют собой распространяющиеся в азимутальном направлении МАК-волны, которые отражают принципиальную неустойчивость процесса генерации. Устойчивость МАК-волн обеспечивается балансом между магнитными, архимедовыми и кориолисовыми силами. Именно с наличием этих волн, которые возникают за

счет действия архимедовых сил, связано появление асимметричных скоростей, необходимых для генерации полоидального поля в динамо.

В развитие результатов [Брагинский, 1967; Braginsky, 1980] рассмотрена модель МАК-волн с учетом сжимаемости вещества внешнего ядра Земли. Система уравнений магнитной гидродинамики сжимаемой жидкости в отсутствии диссипации магнитного поля, в пренебрежении, меридиональными составляющими магнитной индукции и скорости для малых возмущений $\mathbf{v}', \mathbf{B}', C', p'$ аналогично [Брагинский, 1967] , может быть записано в следующем виде:

$$0 = -\nabla P - \rho_1 2\Omega \times \mathbf{v}' + \rho_1 C' \mathbf{g} + \left[\left(\overline{\mathbf{B}} \cdot \nabla \right) \mathbf{B}' + \left(\mathbf{B}' \cdot \nabla \right) \overline{\mathbf{B}} \right] / \mu_0 \rho_0 , \qquad (1.1)$$

$$\nabla \cdot (\rho_1 \mathbf{v}') = 0 , \qquad (1.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B}' = 0 , \qquad (1.3)$$

$$\partial \mathbf{B}' / \partial t + \zeta \partial_1 \mathbf{B}' / \partial \varphi - \left(\overline{\mathbf{B}}_\varphi / s \right) \partial_1 \mathbf{v}' / \partial \varphi$$

$$-\mathbf{1}_\varphi s \left[\left(\mathbf{B}'_p \cdot \nabla \zeta \right) - \mathbf{v}'_p \cdot \nabla \left(\overline{B}_\varphi / s \right) - \left(\overline{B}_\varphi / s \right) \frac{\mathbf{v}'_p \cdot \nabla \rho_1}{\rho_1} \right] = 0, \qquad (1.4)$$

$$\partial C' / \partial t + \zeta \left(\partial C' / \partial t \right) + \mathbf{v}'_p \cdot \mathbf{C}_p = 0, \qquad (1.5)$$

где $P = \left(p' / \rho_0 \right) + \overline{B}_\varphi B'_\varphi / \mu_0 \rho_0$, ρ_0 – средняя плотность во внешнем ядре Земли, $\rho_1 = \rho_1(s,z)$ – безразмерная функция, характеризующая равновесное меридиональное распределение плотности по слою, $C = \left(\rho - \rho_0 \rho_1 \right) / \rho_0 \rho_1$ – относительное превышение локальной плотности ρ над гидростатической $\rho_0 \rho_1$. В уравнении (1.1) отброшены инерциальные члены, а в (1.5) диссипативные члены.

$\mathbf{C}_p = \nabla C, \quad \overline{\mathbf{v}} = \mathbf{1}_\varphi s \zeta(s,z), \quad \overline{\mathbf{B}} = \mathbf{1}_\varphi \overline{B}_\varphi(s,z),$

где ζ – локальная угловая скорость. Далее для переменных **v'** и **B'** аналогично [Брагинский, 1967] вводятся вектора **w** и **y** таким образом, что справедливо *div***w** = *div***y** =0 и с использованием (1.2) и (1.3) имеем:

$$\mathbf{v}' = \frac{1}{\rho_1} \frac{\partial \mathbf{w}}{\partial t} - \frac{rot(\overline{\mathbf{v}} \times \mathbf{w})}{\rho_1}$$

$$\mathbf{B}' = rot \left(\mathbf{y} \times \overline{\mathbf{B}} \right)$$

$$C' = -\frac{1}{\rho_1} \mathbf{C}_p \mathbf{w}_p .$$

Решения для этих переменных ищутся в виде:

$$\mathbf{w} = \mathbf{w}(s,z) e^{i(m\varphi - \omega t)}, \ \mathbf{y} = \mathbf{y}(s,z) e^{i(m\varphi - \omega t)}$$

Соотношение для **w** и **y** выглядит следующим образом [Миндубаев, 2003]:

$$\mathbf{y} = \frac{1}{\rho_1}\mathbf{w} - \mathbf{1}_\varphi \left(\frac{is\mathbf{w}_p \cdot \nabla \rho_1}{m\rho_1^2} \right).$$

2. Для модели течения в торе с бесконечным радиусом аналитически получено условие устойчивости для распространения МАК-волн. В явном виде получена зависимость частот волн от основных физических параметров. Показано, что частота МАК-волн определяется азимутальной скоростью в тех областях, где нарушается условие устойчивости. В данной модели это соответствует областям внешнего ядра Земли с пониженным значением азимутального магнитного поля. Качественно показано, что для вариаций, обладающих свойством кратности частот, характерна одна и та же скорость дрейфа, что соответствует наблюденным данным. Наличие по наблюденным данным в спектре вариаций наряду с характерным западным дрейфом восточного дрейфа, объясняется знакопеременностью геострофической скорости. Для западного направления дрейфа – отрицательное значение скорости, соответственно для восточного – положительное. Картина распространения МАК-волн в нашей модели с учетом сжимаемости вещества внешнего ядра Земли приводит локализации области возмущений у внешней границы.

Получены численные результаты распространения МАК-волн в модели течения в торе с конечным радиусом при различных распределениях магнитного поля. Рассматривается течение проводящей сжимаемой жидкости в торе прямоугольного сечения, вращающемся вокруг оси z. $-z_1 < z < z_1$, $0 < x < L$, где $x = (s - 0.35)/0.65$, $L = R_1 - R_2$; R_1 и $R_2 = 0.35R_1$ - соответственно размеры внешнего и внутреннего радиусов тора. Уравнения для малых возмущений магнитного поля, скорости, концентрации и давления описываются системой (1). Векторы $\mathbf{g}$ и $\mathbf{C}_p$ принимаются параллельными и направленными вдоль оси s. Для распределения азимутального магнитного поля примем $B_\varphi(x) = B_{\varphi 0} B_1(x)$. Решения уравнения ищутся в виде:

$$\mathbf{y}_p = \mathbf{1}_z y_z(x) \sin k_z(z + z_1) + \mathbf{1}_x y_x(x) \cos k_z(z + z_1),$$

где $k_z = n_z \pi / 2z_1$, n_z - целое. При принятых условиях задача сводится к одномерной и решается линейная система на собственные значения λ и собственные функции $y_x(x)$ и $y_z(x)$:

$$\begin{aligned} L_{11} y_x + L_{12} y_z &= \lambda y_x, \\ L_{21} y_x + L_{22} y_z &= \lambda y_z. \end{aligned} \qquad (2)$$

Линейные вещественные операторы L_{ik} имеют вид:

$$L_{11} = u + \frac{\tilde{B}}{\rho_1 s^2}(2-\rho_1) + \frac{\tilde{B}}{\rho_1 s}\frac{\partial}{\partial s},$$

$$L_{12} = \frac{\tilde{B}}{\rho_1 s k_z}(\frac{m^2}{s^2} + k_z^2 - \alpha_z),$$

$$L_{21} = \frac{\tilde{B}}{\rho_1 s k_z}\frac{\partial^2}{\partial s^2} - \frac{1}{s k_z}(\frac{2\tilde{B}}{\rho_1 s} + \frac{1}{\rho_1}\frac{\partial \tilde{B}}{\partial s})\frac{\partial}{\partial s} + \frac{1}{s k_z}(\frac{\tilde{B}(m^2-1)}{\rho_1 s^2} - \frac{1}{s\rho_1}\frac{\partial \tilde{B}}{\partial s} - \alpha_x),$$

$$L_{22} = u - \frac{\tilde{B}}{\rho_1 s^2}(2-\rho_1) - \frac{\tilde{B}}{\rho_1 s}\frac{\partial}{\partial s},$$

где за единицу длины принято R_1,

$\alpha_x(x) = -g_x(x)C_x(x)R_1^2 / c_{a0}^2,$

$\lambda = 2\Omega\omega R_1^2 / c_{a0}^2 m,\ u(x) = 2\Omega\zeta_1 R_1^2 / c_{a0}^2, \tilde{B} = B_1^2(x)/\rho_1.$

Среднее значение квадрата альфвеновской скорости в области и плотности принимаются соответственно $g_x(x) = g_{x0}g_1(x)$, $C_x(x) = C_0C_1(\mathrm{x})$, $\rho_x(x) = \rho_0\rho_1(x)$. Граничные условия задаются в виде:

$y_z = 0 \quad z = -z_1, \ z = z_1; \quad y_x = 0 \ \ x = 0, \quad x = 1.$

Для численного решения системы (2) в области $0 \le x \le 1$ использовалась однородная пространственная сетка с постоянным шагом $h = x_{i+1} - x_i = 1/36$, производные заменялись центральными разностями с квадратичной аппроксимацией. Полученная в результате система на собственные значения и собственные функции решалась с использованием математической библиотеки IMSL Fortran 90 MP.

Для безразмерных распределений ускорения силы тяжести, градиента концентрации, плотности и геострофической скорости принято:

$$g_1(\mathrm{x}) = (0.566+0.868x), \quad C_1(x) = -\mathrm{D}(x^2 - x^3),$$
$$\rho_1(x) = (1.1-0.2x), \quad u(x) = u_0(1-x^2)((0.51)^{1/2} - (1-x^2)^{1/2}/(1-(0.51)^{1/2}),$$

где D – коэффициент, $u_0 = 100$.

Влияние архимедовой силы проявляется, если она имеет поперечную составляющую α_z. Для этого параллельные вектора **g** и $\mathbf{C}_p$ повернуты на малый положительный угол $\pi/36$. Тогда с допустимой точностью в рассматриваемой задаче, можно принять $\alpha_{xn} \approx \alpha_x$ и $\alpha_z \approx \alpha_x\ (\pi/36)$. Рассчитаны две модели с учетом α_z для распределений магнитного поля $B_1(x)$:

$$B1 = \begin{cases} \sqrt{2.75}\sin(1.5\pi x), & 0 \le x \le 2/3, \\ -\sqrt{0.5}\sin(3\pi x), & 2/3 \le x \le 1. \end{cases}$$

$$B2 = \begin{cases} \sqrt{2.75}\cos(0.75\pi x), & 0 \le x \le 2/3, \\ -\sqrt{0.5}\sin(3\pi x), & 2/3 \le x \le 1. \end{cases}$$

Полю $B1$ соответствует распределение магнитного поля с непроводящими границами на R_1 и R_2, а $B2$ с проводящей границей на R_2. Значения коэффициентов выбраны из условия нормировки. Собственные значения λ_i неустойчивых мод для распределения $B1$ и $B2$, полученные при различных значениях m , k_z и D для несжимаемой и сжимаемой жидкости и помещены в таблицу.

При учете сжимаемости для собственных значений с положительной действительной частью, частоты волн уменьшаются, что соответствует эффекту локализации возмущений вблизи внешней границы области. Для частот с отрицательной действительной частью, учет сжимаемости не приводит к заметному изменению частот и росту возмущений. Заметное совпадение в собственных значениях проявляется для m=1 и k_z=π; m=2 и k_z=2π и m=3 и k_z=3π.

Таблица

m , k_z	$B1$, ρ_1=1, D=0	$B1$, ρ_1=1, D=0	$B1$, ρ_1=1, D=50	$B1$, ρ_1=1, D=50	$B2$, ρ_1=1, D=50	$B2$, ρ_1=1, D=50
m=1 k_z=π	6.7+1.5 i -7.6+1.2 i	5.3+3.7 i -7.4+1.1 i	0.2+3.2 i 7.7+2.8 i -12.6+4.6 i -9.9+1.7 i	0.4+3.5 i 6.2+3.0 i -12.6+4.7 i 3.5+0.8 i	0.3+3.2 i 7.7+2.8 i -11.6+2.3 i -18.3+3.9 i	0.5+3.5 i 6.2+3.0 i -11.6+2.4 i -18.5+4.1 i
m=1 k_z=2π	7.3+2.4 i -9.0+6.2 i -13.9+3.6 i	5.6+2.4 i -8.7+6.0 i -18.9+1.5 i	0.5+1.1 i 7.6+2.7 i -9.8+6.9 i -14.0+3.9 i	-0.2+1.2 i 5.9+2.8 i -9.6+6.6 i -19.2+2.2 i	0.5+1.1 i 7.6+2.7 i -11.7+0.2 i	0.2+1.2 i 5.9+2.8 i -11.9+0.6 i
m=2 k_z=2π	6.8+1.7 i -7.7+1.2 i	5.1+1.6 i -6.9+1.3 i	6.9+1.9 i -8.2+1.5 i	5.4+2.1 i -8.1+1.3 i	6.9+1.9 i -11.7+0.5 i	5.4+2.1 i -11.9+0.6 i
m=1 k_z=3π	7.4+2.5 i -5.9+0.2 i -10.5+8.1 i -17.3+11. i	5.8+2.6 i -10.3+7.6 i -21.8+9.7 i	7.5+2.6 i -6.4+0.4 i -11.0+8.5 i -17.4+11. i	5.9+2.7 i -10.8+8.0 i -21.9+9.8 i	7.5+2.6 i -12.2+0.6 i	5.9+2.7 i -12.8+0.3 i
m=2 k_z=3π	7.1+2.1 i -7.8+4.1 i	5.5+2.3 i -7.5+4.0 i	-6.2+0.2 i 7.3+2.3 i -8.3+4.3 i	5.6+2.4 i -8.0+4.3 i	7.3+2.3 i	5.6+2.4 i -12.3+0.3 i
m=3 k_z=3π	6.6+1.4 i -7.3+1.3 i	5.1+1.6 i -7.0+1.1 i	-6.2+0.2 i 6.9+1.8 i -7.8+1.4 i	5.2+1.8 i -7.5+1.2 i	6.9+1.8 i	5.2+1.8 i -5.7+0.4 i

На рисунках 1 и 2 представлены распределения $y_z(x)$ для азимутального волнового числа m=1 и $k_z = \pi$ распределений магнитного поля $B1$ и $B2$ соответственно.

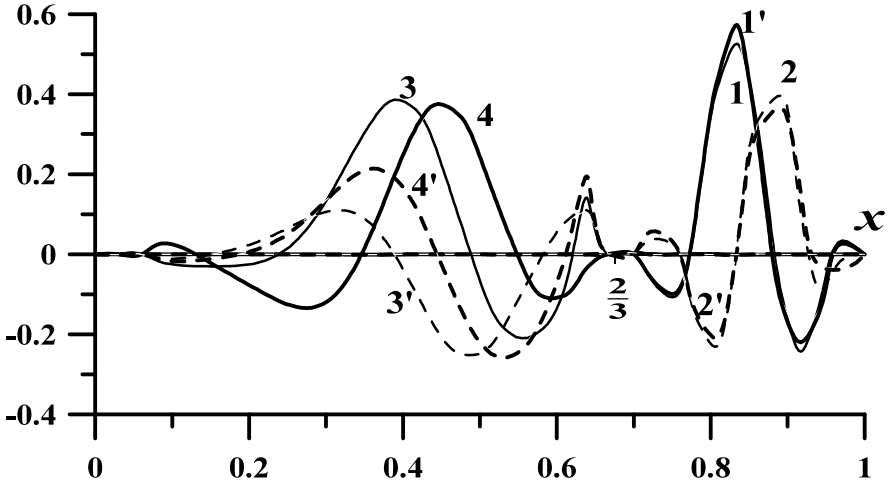


Рис.1. Решения $\mathrm{Re}\, y_z(x)$ (сплошная) и $\mathrm{Im}\, y_z(x)$ (пунктир) для $\lambda_1 = 7.7 + 2.8i$ (кривые 1, 1`), $\lambda_2 = 6.2 + 3.0i$ (кривые 2, 2`), $\lambda_3 = -12.6 + 4.6i$ (кривые 3, 3`) и $\lambda_4 = -12.6 + 4.7i$ (кривые 4, 4`). Собственные значения λ_1 и λ_3 для $\rho_1 = 1$, λ_2 и λ_4 для $\rho_1 = (1.1 - 0.2x)$. ρ_1 - безразмерное распределение плотности по слою.

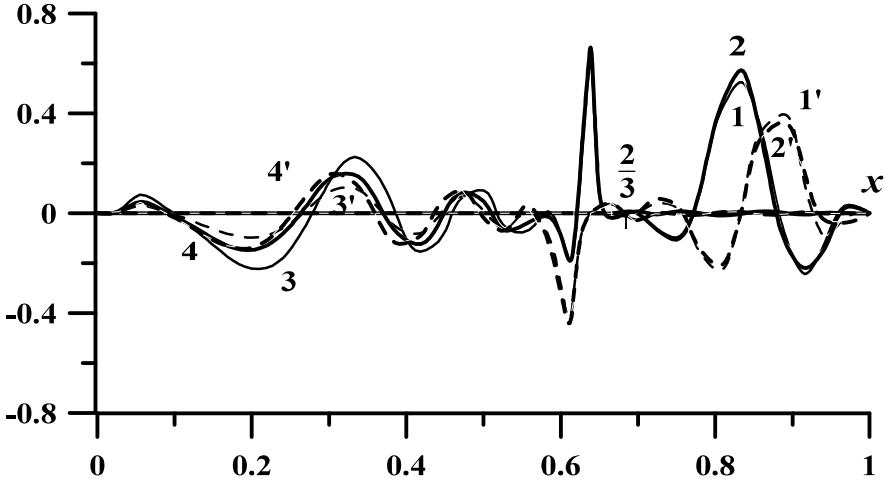


Рис.2. Решения $\mathrm{Re}\, y_z(x)$ (сплошная) и $\mathrm{Im}\, y_z(x)$ (пунктир) для $\lambda_1 = 7.7 + 2.8i$ (кривые 1, 1`), $\lambda_2 = 6.2 + 3.0i$ (кривые 2, 2`), $\lambda_3 = -11.6 + 2.3i$ (кривые 3, 3`) и $\lambda_4 = -11.6 + 2.4i$ (кривые 4, 4`). Собственные значения λ_1 и λ_3 для $\rho_1 = 1$, λ_2 и λ_4 для $\rho_1 = (1.1 - 0.2x)$. ρ_1 - безразмерное распределение плотности по слою.

Распределения $y_z(x)$ для собственных значений с отрицательной действительной частью расположены в области $0<x<2/3$, соответственно с положительной в области $2/3<x<1$. При учете сжимаемости, при заметном изменении частот вблизи внешней границы, распределения для несжимаемой и сжимаемой сред мало отличаются. Наоборот, при малом различии в собственных значениях, соответствующих западному дрейфу, распределения отличаются заметно. При этом для собственных значений с положительной действительной частью (восточный дрейф), при совпадении распределения магнитного B_1(x) поля в области $2/3 <x<1$ совпадают и собственные значения и распределения $y_z(x)$.

3. Полученные результаты показывают, что в рассматриваемой модели спектр неустойчивых МАК-волн существенно зависит от структуры и величины азимутального магнитного поля, а частота определяется

азимутальной скоростью течений. Представление вековых вариаций недипольной составляющей магнитного поля Земли бегущими в долготном направлении МАК-волнами не противоречит объяснению природы западного (восточного) дрейфа дифференциальным вращением вещества внешнего ядра Земли относительно мантии. Учет сжимаемости вещества внешнего ядра Земли, приводит к эффекту локализации области развития неустойчивостей около внешней границы.

Автор благодарен Ю.В.Хачаю за постановку задачи и обсуждение результатов.

Литература

1. *Брагинский С.И.* Магнитные волны в ядре Земли.// Геомагнетизм и аэрономия. 1967.Т.7.№6.С.1050-1060.
2. *Брагинский С.И.* О спектре колебаний гидромагнитного динамо Земли.// Геомагнетизм и аэрономия.1970.Т.10.№2.С.221-233.
3. *Braginsky S.I.* Magnetic Waves in the Core of the Earth.II.// Geohys.Astrophys.Fluid Dynamics. 1980. V.14.P.189-208.
4. *Миндубаев М.Г.* Уравнения МАК-волн для динамо сжимаемой жидкости.// Геомагнетизм и аэрономия. 2003.Т.43.№1.С.17-23.

МЕТОД РЕГУЛЯРИЗАЦИИ В КОРРЕКТНОЙ МОДЕЛИ ЛИНЕЙНОЙ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ

Р.В. Миненко, П.А. Миненко

Европейский университет, г. Киев

Метод регуляризации применяют для решения некорректных обратных линейных задач гравиметрии (ОЛЗГ) в традиционной постановке [1]. При использовании корректных моделей обратных задач такой необходимости нет. Поэтому есть возможность использовать слагаемое с суммой квадратов аномальной плотности для получения устойчивых и физически содержательных решений, лишенных свойств эквивалентного распределения. Решение ОЛЗГ выполнено двух шаговым итерационным методом с использованием критерия сходимости итерационного процесса по минимуму квадратичной нормы поправок к плотности [2,3]:

$$\left\|B^2_{i,n+2}\right\| = \left\|B^2_{i,n+1}\right\| + \eta\left\|r^2_{j,n+1}\right\| \xrightarrow[\tau]{} \min,\ \left\|r^2_{j,n+1}\right\| = \delta^2 = const,$$

где $\sigma_{i,n+1} = \sigma_{i,n} - \tau_{n+1} B_{i,n}$, $B_{i,n} = (a_{ij} / \lambda_i / \lambda_j, r_j)$, $r_j = (a_{ij}, \sigma_{i,n}) - g_j$, $\lambda_i = \sum_j a_{ij}$; $\lambda_j = \sum_i a_{ij}$;

$$r_{j,n+1} = r_{j,n} - \tau_{n+1}(a_{ij}, B_{i,n}),\ B_{i,n+1} = B_{i,n} - \tau_{n+1} C_{i,n},$$

$$C_{i,n} = (a_{ij} / \lambda_i / \lambda_j, (a_{ij}, B_{i,n}));\ Z_{i,n} = (a_{ij}, B_{i,n}); \qquad (1)$$

На первом шаге используется начальное приближение аномальной плотности $\sigma_i (i = \overline{1, M})$ и параметр, вычисляемый по формуле

$\tau_{n+1} = (B_{i,n}, C_{i,n})/(C_{i,n}, C_{i,n})$. Следующие параметры τ_{n+2} и η_{n+1} вычисляются по обычным правилам построения итерационных процедур[2,3].

На рис.1 приведена карта измеренного гравитационного поля $g(x_j, y_j, z_{0j})$ с сечением изоаномал 0,1 mgl на участке размерами 9,2x9,2 км^2, а на рис.2 приведены результаты решения ОЛЗГ для этой карты . Средняя аномальная плотность вычислена для каждого из 40x40 параллелепипедов размерами 230x230x640 м^3. По этим значениям построена карта аномальной плотности с сечением изолиний 0,01г/см^3. Поскольку итераций использовано много, то между плавными изолиниями имеются очень интенсивные мелкие локальные минимумы и максимумы.

После 100 итераций решения описанным выше методом (1) решение задачи было продолжено одношаговым методом (140 итераций) и двух шаговым методом срединных градиентов (200 итераций) по среднеквадратичной норме поправки $\left\|B^2_{i,n+1}\right\| \xrightarrow[\tau]{} \min$. Без применения первого (регулирующего) метода решение ОЛЗГ дает карту плотности с сильно извилистыми изолиниями.

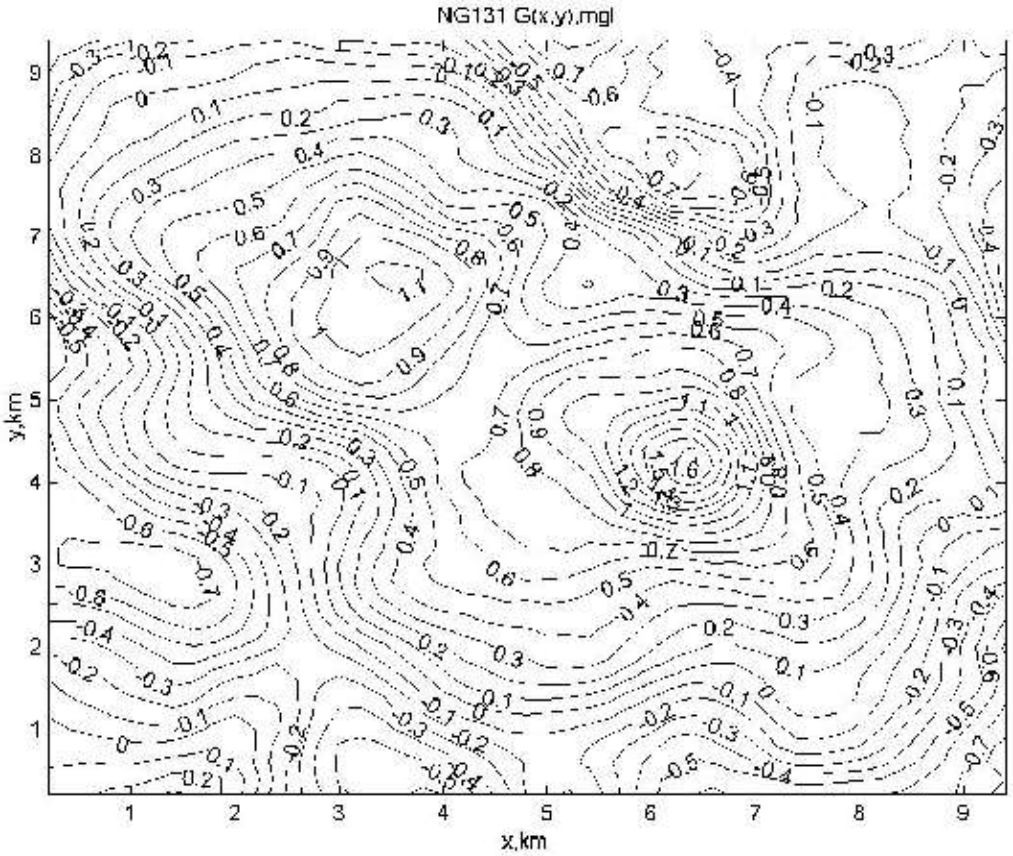


Рис.1. Карта измеренного поля силы тяжести, милигалл.

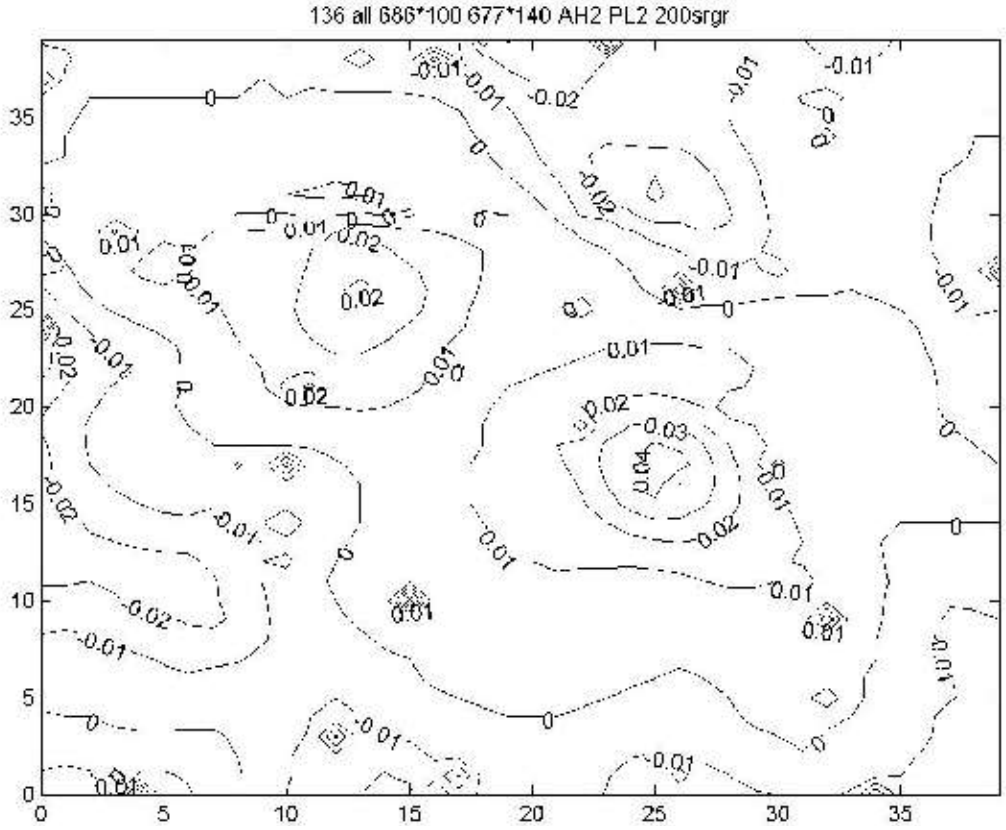


Рис.2. Карта изолиний аномальной плотности горных пород.

Таким образом, в предложенной постановке метод регуляризации (1) обладает стабилизирующими решение свойствами. Два другие метода обладают сильными фильтрационными свойствами для интенсивных погрешностей поля силы тяжести. Сочетание нескольких таких методов позволяет получить геологически содержательную тенденцию распределения плотности в сильно неоднородных комплексах горных пород, например, в гранито-мигматитах с останцами древних ультраосновных пород или в сильно гранитизированных гнейсах[2].

Следует отметить, что устойчивые и геологически содержательные результаты интерпретации гравиметрических наблюдений можно получить только для корректно построенных геометрических моделей ОЛЗГ, основные требования к которым изложены, например, в работах [4,5].

Литература

1 . *А.Н. Тихонов, В.Я. Арсенин.* Методы решения некорректных задач. М., «Наука», 1979.-с.130.

2. *Миненко П.А., Миненко Р.В.* Исследование структуры гранито-мигматито-гнейсовых комплексов украинского щита нелинейными методами гравиметрии. “Науковий вісник Національного гірничого університету”, №9, Днепропетровск, 2005,-с.66-68.

3. *Миненко П.А* Линейно-нелинейная обратная задача гравиметрии при поисках рудных месторождений в приповерхностной части Украинского кристаллического

щита. «Сборник научных трудов Национального горного университета», №23, Днепропетровск, 2005, -с.136-143.
4. *Миненко П.А.* Разделение горного массива по плотности обратным линейным преобразованием поля силы тяж ести. Сб. научн. тр. НИГРИ "Разработка руд черных металлов", Кр. Рог, 1989, С.146-148.
5. *Миненко П.А.* Общие теоретические аспекты построения моделей для решения обратной линейной задачи гравиметрии. Сб. научн. тр. Всеукр. Ассоц. Геоинформатики «Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики». К.,2005, С. 241-245.

ОПТИМИЗИРОВАННЫЕ ДВУХ ШАГОВЫЕ ИТЕРАЦИОННЫЕ МЕТОДЫ В ОБРАТНОЙ ЛИНЕЙНОЙ ЗАДАЧЕ ГРАВИМЕТРИИ

П.А. Миненко

Европейский университет, Киев, Украина.

The methods are used about necessary and sufficiently conditions of the existence of the stable resolve of the linear inverse problem of gravity. Results were given about interpretation of the measuring gravitational field with use of the receipt conformities.

1. Итерационные методы при решении обратной линейной задачи гравиметрии (ОЛЗГ) чаще всего рассматривались как альтернатива методу наименьших квадратов в условиях интенсивных инструментальных, геологических и топографических помех [1-5]. Однако, с появлением работ, в которых установлены причины некорректности моделей ОЛЗГ [6,7], эти методы начали развиваться в направлении увеличения скорости сходимости итерационного процесса к геологически содержательному и устойчивому решению [8,9], в том числе и за счет применения двух шаговых итерационных методов.

2. Для решения ОЛЗГ применялись итерационные методы с одним итерационным параметром τ_{n+1} для всех неизвестных значений аномальной плотности $\sigma_i (i = \overline{1, M})$ блоков (как правило, прямоугольных параллелепипедов) или по одному параметру $\tau_{i,n+1}$ на каждое неизвестное. Поскольку было экспериментально доказано на практических примерах [10], что оба решения ОЛЗГ сходятся к одним и тем же значениям σ_i^* в третьем знаке при помехах средней интенсивности, то первый метод стали применять для интерпретации неосредненного поля, а второй - для осредненного. Но в дальнейшем было установлено, что и здесь различия в решениях ОЛЗГ почти нет [11]. Поэтому все методы в настоящее время исследуются на возможность уйти от эквивалентности в распределении значений плотности бессодержательного решения ОЛЗГ с полным восстановлением поля и выйти на геологически содержательное решение для блоков, расположенных один под другим на различных глубинах, с достаточным восстановлением поля и

достаточной степенью фильтрации интенсивных локальных погрешностей измеренного поля силы тяжести $g_j(x_j, y_j)$.

3. Целью настоящей работы является установление возможностей двух-шагового итерационного метода для получения устойчивого и содержательного решения ОЛЗГ.
4. Поставленная цель решается сравнением двух решений ОЛЗГ для одной и той же физической модели. В нижнем полупространстве с горизонтальными размерами 9,2х9,2 км^2 выделено три горизонтальных слоя мощностью 240, 400 и 400 метров. Каждый слой под картой измеренного поля $g_j(x_j, y_j)$ разделен на 20х20 блоков с горизонтальным сечением 460х460 м^2. Количество точек измеренного поля - 47х47. Точность съемки –0,08 mgl. Первое решение ОЛЗГ выполнено одношаговым итерационным методом с использованием критерия сходимости итерационного процесса по минимуму квадратичной нормы поправок к плотности

$\left\|B^2_{i,n+1}\right\|$, где $\sigma_{i,n+1} = \sigma_{i,n} - \tau_{n+1} B_{i,n}$, $B_{i,n} = (a_{ij} / \lambda_i / \lambda_j, r_j)$, $r_j = (a_{ij}, \sigma_{i,n}) - g_j$, $\lambda_i = \sum_j a_{ij}$;

$\lambda_j = \sum_i a_{ij}$; $\tau_{n+1} = (B_{i,n}, C_{i,n}) / (C_{i,n}, C_{i,n})$, $C_{i,n} = (a_{ij} / \lambda_i / \lambda_j, (a_{ij}, B_{i,n}))$. (1)

Поправка $B_{i,n}$ в таком виде впервые была использована в работе [5] при $\tau_{n+1} = 1$ в итерационном процессе, очень медленно сходящемся по норме невязки $\left|r_{j,n+1}\right| < \varepsilon = const$; Автор настоящей статьи проверил сходимость этого итерационного процесса. После 70000 итераций при $\tau_{n+1} = 1$ и нулевых начальных условиях для 100 неизвестных в корректной модели ОЛЗГ были достигнуты только половинные значения искомой плотности для всех блоков. Но в то время В.Н. Страхов уже неоднократно высказывал свое мнение о необходимости замены критерия по норме невязки $\left|r_{j,n+1}\right|$ или $\left\|r^{\,2}_{j,n+1}\right\|$. Поэтому автор настоящей статьи использовал оптимизацию итерационного процесса по $\tau_{n+1} \neq 1$ со сходимостью по норме $\left\|B^2_{i,n+1}\right\|$ для корректных моделей [9].

Исследованы также двух шаговые итерационные методы, например, метод сопряженных градиентов при норме $\left\|B^2_{i,n+1}\right\|$ и следующих формулах:

$\sigma_{n+1,i} = \alpha_{n+1}(\sigma_{n,i} - \sigma_{n-1,i} - \tau_{n+1} B_{n,i}) + \sigma_{n-1,i}$;

$\tau(B^2_{n+1}) = ((C, B_{n-1})(B_n, dB) - (C, B_n)(B_{n-1}, dB)) / \ ((C, B_{n-1})(C, dB) - (C, C)(B_{n-1}, dB))$,

$\alpha_{n+1}(B^2_{n+1}) = (C, B_{n-1}) / (\tau_{n+1}(C, C) - (C, dB))$,

где: $C = C_n$, $dB = B_n - B_{n-1}$; $\tau_1 = (B_0, C_0) / (C_0, C_0)$; $\alpha_1 = 1$; $\sigma_{1,i} = \sigma_{n,i} - \tau_1 B_{0,i}$; (2)

На рис.1 и 2 приведены результаты решения ОЛЗГ одно шаговыми и двух шаговыми методами. Как видим, особых преимуществ ни один ни другой метод не имеет. Более того, почти такие же результаты получены и при в 2 раза меньшем количестве итераций при почти той же степени восстановления поля. Однако на картах остаточного поля силы тяжести видно, что интенсивные локальные (одноточечные) аномалии игнорируются и тем и другим методом и остаются не реализованными в решении ОЛЗГ (Рис.2d) [12].

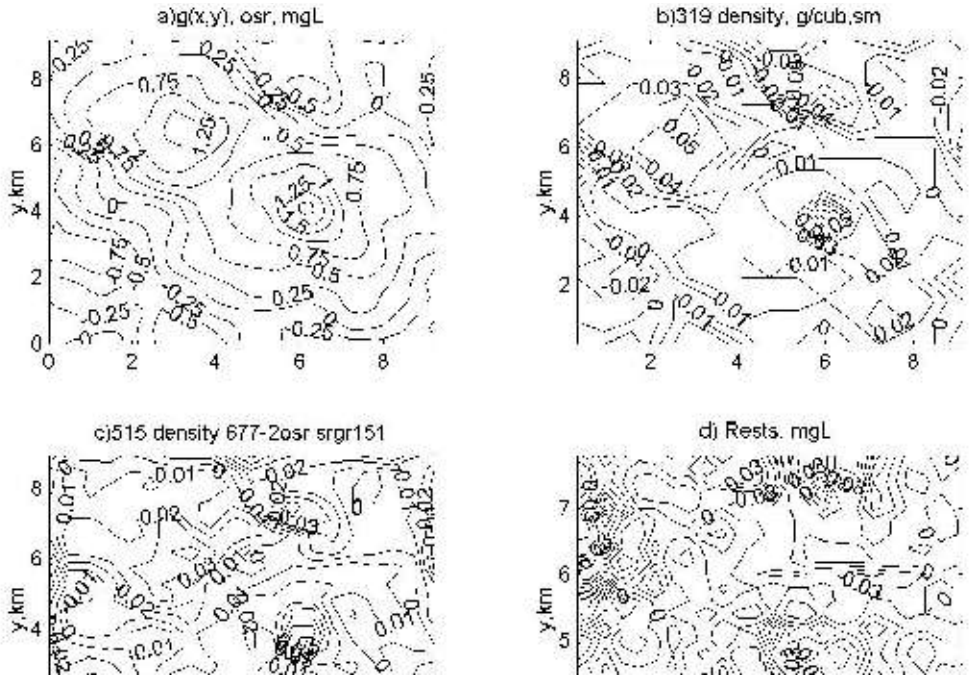


Рис.1. Измеренноое и осредненное поле силы тяжести (a) и результаты решения ОЛЗГ двух шаговым методом (2) : аномальная плотность третьего (b) и первого (c) слоев после 151 итерации и остаточное поле силы тяжести (сечение изолиний 0,03 mgl).

В таблице 1 приведены статистические результаты решения ОЛЗГ. Вычислено скалярное произведение помехи на полезный сигнал для всех точек измеренного поля силы тяжести $RdR = (r_{j,N}, (a_{ij}, \sigma_{i,N}))$ для последней N-той итерации, введенное В.Н. Страховым. В данном случае оно почти равно нулю. Среднеквадратическое отклонение остаточного поля равно точности съемки поля силы тяжести – 0,08 mgl, а его вариация равна 4%.

Таблица 1

Скалярное произв.	Средн. квадр. откл.	Вариация
0.00 mgl^2	0.08mgl, g(x,y)ср.=1.93mgl, 4.15%	

Остаточное поле силы тяжести, mgl

.40	.06	-.07	.08	.11	.09	.07	-.02	-.10
.11	-.10	-.16	-.06	-.03	-.07	-.08	-.05	.00
-.10	-.12	-.06	.08	.10	.02	-.08	.03	.09
.00	-.03	.09	.03	.02	.02	.06	.01	.02
-.01	.02	.10	-.05	-.18	-.05	.04	-.02	-.12
.00	-.01	.11	-.02	-.03	-.01	.08	.07	-.02
-.05	-.02	-.02	-.04	-.05	-.05	-.05	.00	-.15
.03	.04	.04	-.02	.13	.01	-.01	.10	.03

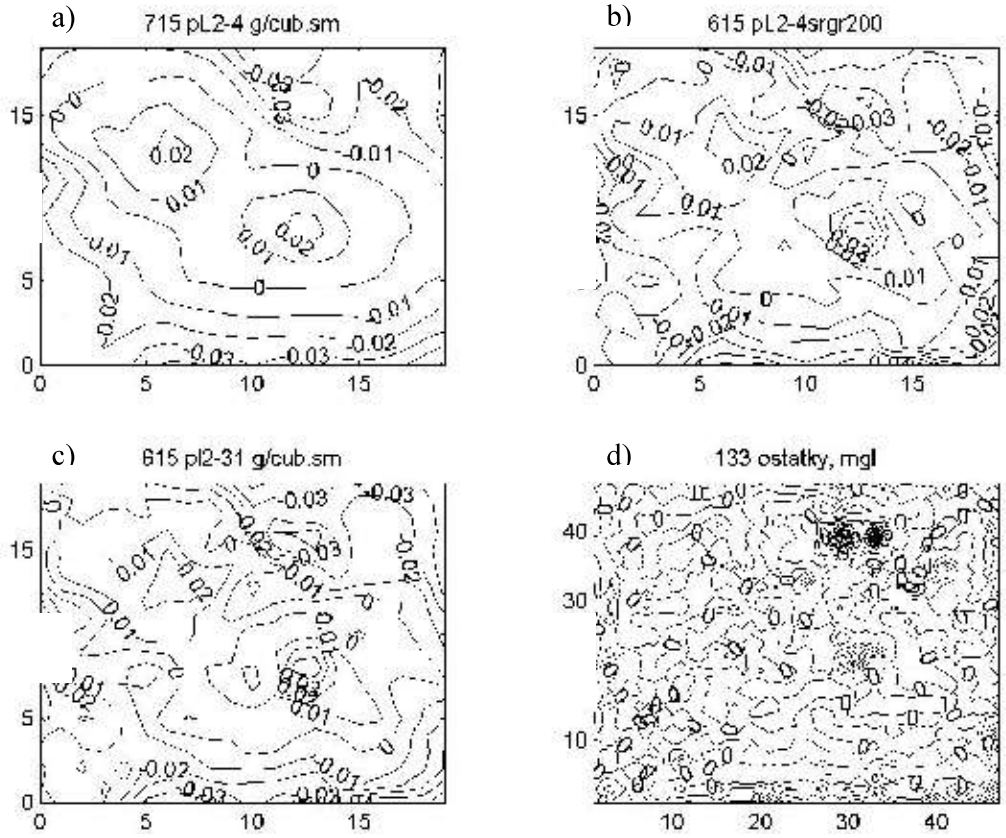


Рис.2. Результаты решения ОЛЗГ : a) одношаговым методом (1) после 4-х итераций и b) двух шаговым методом (2) после 200 итераций для второго слоя ; c) решение ОЛЗГ одно шаговым методом (1) после 220 итераций(по осям указаны номера блоков); d) остаточное поле силы тяжести после применения одно шагового метода (сечение изолиний 0,15 mgl; по осям указаны номера точек поля).

На рис.1b,c все основные черты карт аномальной плотности повторяются, но почти все изолинии различаются в деталях. На рис. 2a изолинии начального приближения уже имеют форму изолиний окончательной карты. На рис.2b,c приведены карты аномальной плотности второго слоя, полученные различными методами. Основные блоки массивов имеют одинаковую аномальную плотность.

5. Выводы.

1. При соблюдении в модели ОЛЗГ условий корректности [6-8] решение обратной задачи гравиметрии имеет устойчивое и геологически содержательное решение.

2. Существенных различий в результатах решения ОЛЗГ одно- и двух шаговыми итерационными методами практически не наблюдается.

6. **Рекомендации к дальнейшему использованию**. Приведенный метод рекомендован для картирования гранито-мигматито-гнейсовых комплексов горных пород в пределах Украинского кристаллического щита с целью поисков руд черных и цветных металлов.

Литература

1. *Е.Г. Булах, Ржаницын В.А., М.Н. Маркова.* Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по данным гравиразведки. Изд-во «Наукова думка», К.,1976,-220с.
2. *В.И. Старостенко.* Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. К., «Наукова думка», 1978,-210с..
3. *Е.Г. Булах, М.Н. Маркова, В.И,Тимошенко, П.Д.Бойко.* Математическое обеспечение автоматизированной системы интерпретации гравитационных аномалий. К., «Наукова думка», 1984, с.112.
4. *Страхов В.Н.* О решении линейных обратных задач гравиметрии и магнитометрии. ДАН СССР,т.310,№6,1991-с.1348-1352.
5. *Старостенко В.И., Козленко В.Г., Костюкевич А.С.* Сейсмогравитационный метод: принципы, алгоритмы, результаты.//Вісник АН УРСР. 1986, №12, -с.28-42.
6. *Миненко П.А.* Разделение горного массива по плотности обратным линейным преобразованием поля силы тяж ести. Сб. научн. тр. НИГРИ “Разработка руд черных металлов”, Кр. Рог, 1989, С.146-148.
7. *Миненко П.А.* Оптимизационные линейные алгоритмы обработки геологической и геофизической информации при поисках рудных залежуй. Сб. научн. тр. НИГРИ “Проблемы разработки руд черных метал лов”, Кр. Рог,1991, С. 107-111.
8. *Миненко П.А.* Общие теоретические аспекты построения моделей для решения обратной линейной задачи гравиметрии. Сб. научн. тр. Всеукр. Ассоц. Геоинформатики «Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики». К.,2005, С. 241-245.
9. *Миненко П.А.* Теоретическое обоснование преобразования моделей решения некорректной линейной задачи гравиметрии в корректную с оптимизацией итерационного процесса на основе условно-эскстремальных критериев. Материалы 32-й сессии международного научного семинара им. Д.Г.Успенского, Пермь, 2005, С.115-118.
10. *Миненко П.А* Линейно-нелинейная обратная задача гравиметрии при поисках рудных месторождений в приповерхностной части Украинского кристаллического щита. «Сборник научных трудов Национального горного университета», №23, Днепропетровск, 2005, -с.136-143.
11. *Миненко П.А., Миненко Р.В.* Исследование структуры гранито-мигматито-гнейсовых комплексов украинского щита нелинейными методами гравиметрии. “Науковий вісник Національного гірничого університету”, №9, Днепропетровск, 2005,-с.66-68.
12. *Миненко П.А.* Методы, критерии и алгоритмы оптимизированных итерационных процессов при нерегулярных помехах высокой интенсивности. Труды IX междунар. Науч.-практич. Конф. «Системы и средства передачи и обработки информации» 5-10 сентября 2005г., ЧГТУ, Черкассы, 2005.-с.179-182.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ГЕОТРАВЕРСЕ 1-ЕВ

М.В. Минц [1], В.О. Михайлов [2], С.А. Тихоцкий [2], Д.Ю. Шур [2]
[1]Геологический институт РАН, [2]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

В докладе представлены результаты сейсмоплотностного моделирования и геологической интерпретации вдоль участка геотраверса 1-ЕВ, проходящего в пределах юго-восточной части Воронежского кристаллического массива и его восточного склона. Геотраверс последовательно пересекает здесь структуры ранне-палеопротерозойского Липецко-Лосевского окраинно-континентального вулкано-плутонического пояса, неоархейской Осколько-Приазовской гранит-зеленокаменной области (ГЗО) и поздне-палеопротерозойского Воронцовского аккреционного пояса.

По сравнению с областями Фенноскандинавского щита и фундамента Московской синеклизы [Киселёва и др., 2003], разрез коры ВКМ характеризуется, в среднем, значительно большей насыщенностью отражениями. При этом уровень “отражательности” не обнаруживают сколько-нибудь закономерной зависимости от глубины в пределах за исключением относительно коротких интервалов. В отдельных участках наблюдается более или менее отчетливое чередование полого-наклоных “слоев”, различающихся уровнем “отражательности”. Благодаря этой особенности и, как правило, закономерной ориентировке отдельных отражений и интерференционных пакетов, структурный рисунок коры распознается достаточно уверенно. Собственно “прозрачные” и “полупрозрачные” области коры имеют более или менее изометричные очертания и занимают секущее положение относительно структурного рисунка. Повышенная “отражательность” коры в целом позволяет с большей уверенностью, по сравнению с более северными участками геотраверса, трассировать границы отдельных коровых пластин.

Для верификации геологической модели, построенной по результатам интерпретации сейсмического разреза СГ-ОГТ решалась обратная задача гравиметрии в 2,5-мерной постановке [Киселёва и др., 2003]. Верифицируемая геологическая модель содержит в сечении профиля 76 односвязных объектов, объединённых в 24 структурно-вещественных комплекса.

При решении обратной задачи применялась регуляризация с использованием условия минимума отклонения решения от начальной модели. При этом для коровых комплексов было задано единое значение начальной плотности 2,70 г/см3, соответствующее средней плотности нормальной коры. Поэтому полученные в решении плотности свободны от априорных предположений о составе структурно-вещественных комплексов, что позволяет провести независимый контроль геологических выводов, сделанных по результатам интерпретации сейсмического разреза.

Погрешность используемых для интерпретации аномалий в “геологической редукции” складывается из погрешности исходных данных и ошибок, вносимых при геологическом редуцировании за счёт неточности используемой априорной инфориации, и оценивается на уровне 2-3 мГал.

Имеется также аппроксимационная погрешность, связанная с использованием 2,5-мерного приближения при решении обратной задачи. Оценки этой погрешности для данного участка профиля дают 3-4 мГал. Поэтому суммарная среднеквадратическая погрешность, используемая в качестве критерия остановки итерационного процесса при автоматическом определении параметра регуляризации, была принята равной 5 мГал.

Практически подбор аномального поля осуществлён с погрешностью 4,9 мГал, что отвечает принятой точности и позволяет сделать вывод о том, что построенная по результатам интерпретации сейсмического разреза СГ-ОГТ геологическая модель не противоречит данным об аномалиях силы тяжести.

Основная черта анализу полученной плотностной модели строения литосферы – значительное увеличение средней плотности коры во всём интервале глубин при переходе от неоархейских и ранне-палеопротерозойских структур соответственно Осколько-Приазовской гранит-зеленокаменной области (ГЗО) и Липецко-Лосевского пояса к поздне-палеопротерозойским структурам Воронцовского аккреционного пояса. В области верхней коры относительно лёгкие диоритовые гнейсы Донской ассоциации (в среднем 2,74 г/см^3) выклиниваются и перекрываются более плотными породами Воронцовской серии (2,78 г/см^3) и надвигающимися к западу среднекоровыми комплексами с плотностями (2,77 – 2,82 г/см^3). Интересно, что “верхняя” пластина этих комплексов, охарактеризованная насыщенными ориентированными отражениями на разрезе СГ-ОГТ имеет в среднем на 0,4 г/см^3 большую плотность, чем “нижняя”, более прозрачная, пластина. В области средней коры гранит-мигматитовые комплексы Оскольско-Приазовской ГЗО с плотностями 2,73-3,76 г/см^3 также выклиниваются, перекрывая погружающиеся к западу высокоотражающие комплексы Воронцовского аккреционного пояса с плотностями 2,83 - 2,86 г/см^3.

Именно увеличение средней плотности коры с запада на восток вдоль профиля, частично компенсируемое увеличением мощности мантийно-корового слоя с плотностью 3,08 г/см^3, объясняет региональную положительную аномалию силы тяжести амплитудой 30 мГал.

Полученные плотности структурно-вещественных комплексов, изученных в обнажениях на Воронежском кристаллическом массиве и по результатам бурения, хорошо согласуются с имеющимися данными об их составе. Так для Павловского комплекса, сложенного гранитами, граносиенитами и мигматитами получены плотности 2,65 – 2,70 г/см^3, а для вмещающих этот комплекс пород Донской ассоциации, сложенной преимущественно гнейсами диоритового состава – 2,74 г/см^3.

Выделенные на сейсмическом разрезе прозрачные области в целом характеризуются плотностями в интервале 2,66-2,71 г/см^3 в верхней коре (0-20 км) и могут повышаться до 2,77 в средней и нижней (30-60 км) коре, что подтверждает их трактовку как тела гранитоидов. Важно, что хотя при решении обратной задачи эти объекты не объединялись в одну группу, а были разбиты на несколько групп, в зависимости от их локализации, для них получены весьма

близкие пониженные значения плотностей, что даёт независимое подтверждение предположению об их генетическом сходстве. Из этого ряда выбиваются только прозрачные области, локализованные в верхней коре в пределах пород Воронцовской серии, где для них получены плотности 2,75 г/см^3, что незначительно меньше плотности самой Воронцовской серии (2,78 г/см^3). Здесь можно предположить несколько иной состав или более высокую степень метаморфизма этих комплексов.

Литература

Киселёва Е.А., Михайлов В.О., Пшеченкова Е.А., Тихоцкий С.А., Шур Д.Ю., Минц М.В., Хераскова Т.Н., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Андрющенко Ю.Н., Голованова Н.Г., Заможняя Н.Г. Глубинное строение и история развития московского бассейна в полосе геотраверса 1-ЕВ. // Материалы 30-й сессии семинара "Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей". Часть 1. М.: ОИФЗ РАН. – 2003. с. 51-52.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ТЕНЗОРНОЙ ГРАДИЕНТОМЕТРИИ

В.О. Михайлов[1] , М. Диаман[2]

[1]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва,
[2]Институт физики Земли, г. Париж

Постановка задачи определяется достигнутым в последние годы огромным прогрессом в области измерения аномалий тензора градиента гравитационного поля (далее ТГГП), что позволяет говорить о быстром возрождении гравитационной градиентометрии (Вольфсон, 2002). В историческом плане расцвет градиентометрии пришелся на 50-е годы, в последующие годы это направление в геофизике практически прекратило свое существование в основном в связи со сложностью проведения измерений. Однако уже в 60-е годы интерес к градиентометрии значительно возрос, особенно в связи с военными задачами, поскольку быстрое развитие систем спутниковой навигации привел к необходимости оперативного уточнения уклонения отвесных линий. Это потребовало включения в бортовые навигационные системы гравитационных вариометров, способных измерять градиенты с погрешностью порядка 1 Е (Пешехонов, 1991), т.е. возникла задача измерения ТГГП на подвижных носителях. Ряд новых революционных идей, таких как вращающиеся (модуляционные) системы, и новейшие технологии (бесконтактные подвесы и вакуумные технологии и др.) позволили создать приборы нового поколения, значительно более точные, компактные, позволяющие автоматизировать процесс съемки и обработки результатов измерений. Разработка аппаратуры для измерений ТГГП были начаты в 60-е годы в США, а затем в СССР и Франции. Эти работы имели в основном

оборонное значение и носили закрытый характер. Примерно 5 лет назад аппаратура для измерения ТГГП стала применяться и в интересах разведочной геофизики (наземные, аэро и морские градиентометры системы Bell, Falcone и др.), в первую очередь для разведки нефтяных и рудных месторождений. В интересах глобальной геофизики измерения ТГГП должны начаться в 2006 г., когда будет запущен новый спутник GOCE. Планируется, что разработанные для этого спутника градиентометры позволят вычислять модели глобального гравитационного поля с точностью до 1 мгл или 1-2 см в высотах геоида на длинах волн от 100 км.

Методика интерпретации аномалий ТГГП не претерпела столь революционных преобразований. В настоящее время измерения ТГГП в основном используются для расчета аномалий вертикальной составляющей силы тяжести (гравитационных аномалий), что позволяет применить весь ранее разработанный арсенал методов интерпретации. Уже на этом пути удается получить определенные преимущества, поскольку аномалии, рассчитанные на основе ТГГП, имеют более высокочастотный состав, чем измеренные (тензорные измерения всегда сопровождаются измерениями гравитационного поля). Тем не менее, при таком упрощенном подходе теряется большой объем экспериментальной информации. Это утверждение может показаться парадоксальным, поскольку с позиций континуальной теории потенциала, имея измерения любой компоненты гравитационного поля или любой его производной на замкнутой поверхности, охватывающей массы (в частности, на бесконечной плоскости), можно рассчитать все остальные компоненты ТГГП. Однако применение этого фундаментального факта на практике осложняется тем, что измерения всегда проводятся в дискретной сети пунктов, на ограниченной площади и содержат часто весьма интенсивные случайные помехи. В результате в настоящее время возникает проблема создания эффективных методов интерпретации аномалий ТГГП, использующих преимущества одновременной регистрации всех его компонент.

В докладе рассмотрены вопросы одновременной фильтрации случайных помех с использованием всех компонент тензора вторых производных и новый метод определения глубин до эквивалентных источников, названный нами методом тензорной деконволюции.

Метод одновременной фильтрации случайных помех во всех компонентах ТГГП использует то обстоятельство, что эти компоненты являются производными одного и того же потенциала, и, следовательно, реальные аномалии, фиксируемые в одной из компонент, должны соответствующим образом проявляться и в остальных компонентах и измеренном гравитационном поле. Эта связь задается известными интегральными соотношениями, следующими из теории потенциала. Случайные помехи не имеют такого регулярного характера. Это обстоятельство позволяет построить весьма эффективные методы фильтрации, основанные на одновременном анализе всех компонент ТГГП и измеренного гравитационного поля. Технология базируется на методе одновременной аппроксимации всех

компонент ТГГП и измеренного гравитационного поля системами эквивалентных источников, расположенных на различных уровнях ниже уровня наблюдений. Ранее было показано, что такой подход является аналогом оптимальной фильтрации по Колмогорову-Винеру (Гордин и др., 1980, Артемьев и др., 1985, 1987 и др.). Важность этой аналогии состоит в том, что глубины до поверхностей, на которых располагаются эквивалентные источники, оказываются связанными с радиусами автокорреляции полезного сигнала и помехи, а отношение масс, расположенных под каждой точкой наблюдений, равно отношению дисперсий полезного сигнала и помехи. В случае одновременной фильтрации компонент ТГГП и измеренного поля задача ставится несколько иначе: уровень помех считается неизвестным и определяется принципиально достижимой точностью одновременной аппроксимации всех измеренных компонент системами эквивалентных источников. Действительно, помехи, присутствующие в различных компонентах связаны с целым рядом причин: это аппаратурные шумы, помехи, вызванные неполной компенсацией ускорений, возникающих при движении носителя (спутника, самолета, судна), ошибки в ориентации измерительной системы и т.д. Эти погрешности сложным образом трансформируются процедурами фильтрации и осреднения, применяемыми при первичной обработке результатов тензорных съемок. Анализ имеющихся данных реальных тензорных съемок показывает, что хотя помехи в различных компонентах в ряде случаев оказываются закоррелированными, они не удовлетворяют условиям потенциальности и, как результат, не могут быть одновременно аппроксимированы одной и той же системой эквивалентных источников (при условии, что число источников не слишком велико, точнее, в случае одновременной аппроксимации всех компонент тензора и гравитационной аномалии, меньше числа пунктов умноженного на шесть). Итак, принципиальное значение имеет тот факт, что в тензорной гравиметрии совместный анализ всех измеренных компонент позволяет оценить уровень погрешности съемки в различных каналах тензорного градиентометра.

Весьма перспективным для локализации особых точек представляется расчет на различных уровнях аналитического сигнала (в двумерном случае равного квадрату модуля комплексного потенциала) и инвариантов ТГГП. Являясь тензором второго ранга, ТГГП имеет три инвариант. Из уравнения Лапласа следует, что сумма диагональных компонент тензора (первый инвариант) тождественно равна нулю (система первичной обработки данных тензорных измерений такова, что в результатах реальных измерений эта величина действительно равна нулю). Второй инвариант является взятой с обратным знаком полусуммой трех аналитических сигналов, образованных от трех компонент вектора ускорения силы тяжести (ранее в литературе рассматривался только один, предложенный в работе Nabighian, 1984, аналитический сигнал, образованный от вертикальной компоненты вектора силы тяжести). Третий инвариант равен определителю матрицы, составленной из компонент тензора. Второй инвариант, как и аналитические сигналы, хорошо

оконтуривает аномалеобразующие объекты и картирует близвертикальные разломы. Третий инвариант равен нулю для двухмерных тел и равен единице для точечного источника (идеально изометричного тела). Эта функция хорошо трассирует вытянутые тела и разломы. Большим преимуществом инвариантов является то, что они не зависят от ориентации осей координат и, следовательно, свободны от ошибок, связанных с неточной ориентацией градиентометра. Исследование инвариантов ТГГП было начато в работах (Андреев, 1986, Pedersen, Rasmussen, 1990), где были выведены формулы для инвариантов ТГГП элементарных источников (точечный источник, линия полюсов).

Метод тензорной деконволюции также основан на использовании инвариантов тензора вторых производных. Метод позволяет определить положение эквивалентного источника (эйлерова решения) не в скользящем окне, как это делается в методе Эйлера, а в каждой точке, где измерены все компоненты ТГГП. В результате повышается устойчивость определения положения эквивалентных источников и, что самое главное, появляется возможность оценки так называемого структурного индекса. Сравнение метода тензорной деконволюции с деконволюцией Эйлера показывает, что для трехмерных тел, ограниченных близвертикальными границами, в первом методе решения кластеризуются ближе к центру масс аномалеобразующих объектов, а во втором методе (при правильном выборе структурного индекса) – ближе к контуру объектов.

Литература

Андреев А.И., Тензор градиента гравитационного поля. Прикладная геофизика. Вып. 116. М., Недра, 1986. с. 99-104.

Артемьев М.Е., Бабаева Т.М., Войдецкий И.Е., Михайлов В.О. Опыт разделения гравитационного поля на составляющие, обусловленные плотностными неоднородностями разной глубинности (на примере Северной Атлантики и Средиземноморья). Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. с. 44-52.

Артемьев М.Е., Бабаева Т.М., Войдецкий И.Е., Гордин В.М., Михайлов В.О. Изостазия и гравитационное поле Северной Атлантики. М.: Наука, 1987. – 156 с.

Вольфсон, Г.Б. Состояние и перспективы развития гравитационной градиентометрии. Применение гравиинерциальных технологий в геофизике. Сб. статей и докл. / Под ред. А.Г.Пешехонова. - СПб: ГНЦ РФ. ЦНИИ "Электроприбор", 2002.с. 90-105.

Гордин В.М., Михайлов Б.О., Михайлов В.О. Физические аспекты аппроксимации и фильтрации аномальных полей. Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980. № 1. с. 78-93.

Пешехонов В.Г., Проблемы высокоточной морской инерциальной навицации. Судостроительная промышленность. Сер. Навигация и гироскопия. – 1991. – Вып. 1.

Nabighian M.N. Towards a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. Geophysics, 1984, v.49, p. 780-786.

Pedersen L.B., Rasmussen N.M. The gradient tensor of potential anomalies: Some implications on data collection and data processing of maps. Geophysics, 1990, v. 55, p. 1558-1566.

АЭРОГРАВИМЕТРИЯ В РОССИИ: ТЕХНОЛОГИЯ, РЕЗУЛЬТАТЫ

В.Е.Могилевский, Д.В. Каплун, С.А. Павлов, И.Л. Яшаяев

ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», Москва

В последние годы в России и за рубежом наблюдается повышенный интерес к аэрогравиметрическим исследованиям – измерению силы тяжести на борту летящего самолета (вертолета). Аэрогравиметрия имеет ряд несомненных преимуществ перед традиционными гравиметрическими методами: быстрота получения материала, высокая экономическая эффективность (особенно при работах в труднодоступной местности – горные районы, заболоченная тундра, акватории морей и озер, транзитные зоны) и возможность изучения поля силы тяжести в трехмерном пространстве (на разных высотных уровнях). Список сообщений и публикаций в Интернете по аэрогравиметрической тематике в настоящее время включает несколько сотен пунктов.

В мире всего несколько компаний владеют аппаратурой и технологией аэрогравиметрических съемок в коммерческих целях. Это Carson Services (США), Edcon Aero Surveys (США), Sander Geophysics (Канада), международная корпорация Fugro LCT и ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика» (Россия).

В нашей стране систематические работы по аэрогравиметрической тематике начались более тридцати лет назад во ВНИИГеофизике под руководством В.В. Федынского и А.М. Лозинской. Задача оказалась очень сложной и потребовала значительных усилий. Основной проблемой, возникающей при измерениях силы тяжести на самолете, является исключение и/или учет воздействия на измерительную систему ускорений носителя, величина которых может в десятки тысяч раз превышать амплитуду аномалий силы тяжести.

В последние годы аэрогравиметрические исследования в нашей стране были в основном сосредоточены в ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика». К настоящему времени создана аппаратура, разработана методика и накоплен опыт проведения аэрогравиметрических съемок масштабов 1:100000-1:200000 в производственных объемах на самолетах типа АН-30 с погрешностью 0.4-0.5 мГал.

Съемки выполняются двумя аппаратурными комплексами «Гравитон-М» (разработка ВНИИГеофизики, МГТУ им Н.Баумана, «ГНПП Аэрогеофизика») и «Силомер» (разработка ООО «Гравиметрические технологии»).

В комплексе «Гравитон-М» в качестве чувствительного элемента используются струнные гравиметры (ГСМ) с жидкостным демпфированием

груза, разработанные специально для аэрогравиметрических исследований. Принцип действия гравиметра основан на измерении частоты поперечных колебаний струны, к нижнему концу которой подвешен груз (пробная масса), погруженный в демпфирующую жидкость высокой вязкости. Горизонтальные перемещения груза предотвращаются с помощью тонких плоских пружин, поперечная жесткость которых мала по сравнению с продольной. Гравиметр обладает малым весом, малой чувствительностью к сотрясениям, большим диапазоном измерения и удобной системой цифровой регистрации данных.

Чувствительный элемент комплекса «Силомер» работает на другом принципе. В нем пробная масса выполнена в виде плоской катушки в зазоре дифференциальной магнитной системы, состоящей из четырех магнитов. Положение катушки относительно корпуса в горизонтальном направлении фиксируется с помощью двух упругих подвесов. Постоянная составляющая силы тяжести компенсируется подачей в катушку постоянного тока от прецизионного источника тока. Остальная часть силы тяжести компенсируется контуром с отрицательной обратной связью. Компенсационный ток преобразуется в частотный сигнал, пропорциональный приращению силы тяжести.

В обоих комплексах, для минимизации влияния горизонтальных ускорений, гравиметрические датчики размещены на гиростабилизированных платформах, обеспечивающих удержание осей чувствительности гравиметров вдоль местной вертикали при изменениях курса и скорости летательного аппарата. В используемых гиростабилизаторах применен самый современный, т.н. интегральный (шулеровский) метод коррекции положения гравиметров, введением в команды управления сигналов, формируемых в бортовых вычислителях гироплатформ.

Навигационное обеспечение аэрогравиметрических работ выполняет спутниковая система GPS, для приема сигналов которой на самолетах устанавливаются специальные приемники. Навигационные данные используются не только для привязки съемочных маршрутов и вычисления поправки Этвеша, но и, прежде всего, для определения и учета вертикальных возмущающих ускорений летательных аппаратов при съемке. Необходимая для этого точность позиционных решений (первые сантиметры) достигается при дифференциальном режиме работы спутниковых навигационных систем с использованием наземных базовых станций вблизи площади съемки.

Съемки выполняются вдоль сетей прямолинейных маршрутов на минимальных постоянных барометрических высотах, обеспечивающих безопасность полетов. Скорость съемок определяется минимальной скоростью движения воздушного судна, при которой сохраняется устойчивость его полета. Для самолета Ан-30 это 280- 300 км/час.

Обработка данных заключается в учете с максимально возможной полнотой всех возмущающих ускорений и введении необходимых поправок. При этом необходимо учитывать, что некоторые члены вычислительного алгоритма имеет строго детерминированную природу (вертикальные ускорения,

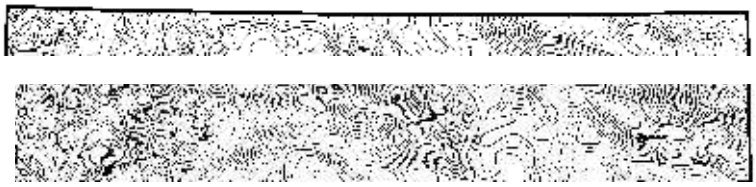
нормальное поле, поправки Этвеша, за свободный воздух); другие содержат неопределенные параметры (поправки за влияние горизонтальных ускорений); ряд членов, возможно, определены с недостаточной точностью (параметры гравиметра) и, наконец, имеются элементы, влияние которых на гравиметр на сегодняшний день не вполне ясны (например, производные ускорений движения). Решение этой задачи выполняется на основе многомерной линейной регрессии, в которой целевым параметром служит сумма всех детерминированных поправок и ускорений.

Результаты подвергаются адаптивной (калмановской) фильтрации на интервале 80-100 сек. Пространственное разрешение этой процедуры по граничной частоте соответствующей передаточной функции (способ оценки «half sine wave») составляет 3.5 – 4 км. Иными словами, реальные аномалии силы тяжести с горизонтальными размерами более 4 км должны находить свое отражение в результатах съемки. Кондиционная гравиметрическая съемка масштаба 1:100000 в соответствии с «Инструкцией по гравиразведке» должна иметь плотность сети наблюдений 0.25 – 1.0 пункт на 1 кв. км. При такой плотности и требовании «аномалия считается достоверной, если она выделена не менее, чем на трех пунктах различных звеньев» съемка позволяет выявлять структуры размером более 3-5 км. Таким образом, аэрогравиметрические данные после обработки по своему пространственному разрешению удовлетворяют требованиям к гравиметрическим съемкам масштаба 1:100 000.

В 2005 году в различных регионах России ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика» на площади 150 000 кв. км выполнила более 300 000 пог. км аэрогравиметрической съемки в комплексе с аэромагнитными и аэрогамма-спектрометрическими измерениями.

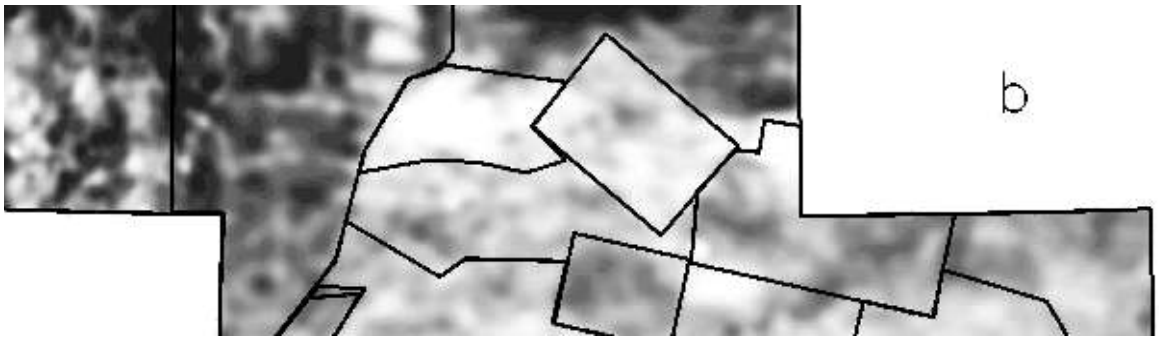
Ниже в качестве примера (рис. 1) приведены результаты аэрогравиметрической и наземных съемок масштабов 1:100 000 и 1:200 000 на Северном Кавказе.




b




a


b

В работе рассматривается решение задачи инверсии профильных измерений глубоководных вертикальных электрических зондирований. Особенностью данных зондирований является то, что применяется линейная несимметричная установка зондирования, которая представляет собой генераторную линию и последовательность приёмных разносов. Возбуждение среды осуществляется на частоте 3,3 гц. Установка зондирования перемещается по изучаемому профилю на дне моря. Во время движения синхронно на всех разносах регистрируются напряжения. Измерения на профиле выполняются с высокой степенью детальности (3-4 точки на метр). Обычно длина профиля существенно превышает размеры установки зондирования. Исследования проводятся либо на отдельном профиле, заданном геологами, либо по сети профилей на интересующем участке. Расстояние между профилями составляет не менее 50 метров. В работе [Московская Л.Ф., 2005] было показано, что обоснованное трёхмерное моделирование может осуществляться для сети данных с детальностью не более 15 метров. Установка зондирования обладает наибольшей чувствительностью к аномальным проводящим включениям, фокусирующими свойствами, в области пространства прилегающей непосредственно к ней. Конструктивным подходом к решению задачи определения морфологии аномальных включений является поиск распределения проводящих объектов в их проекции на вертикальную плоскость главного сечения, т.е. двух с половиной мерное моделирование. Наиболее практически востребованным современным подходом к интерпретации данных электроразведки являются высокоскоростные формализованные алгоритмы инверсии измерений в геоэлектрические разрезы.

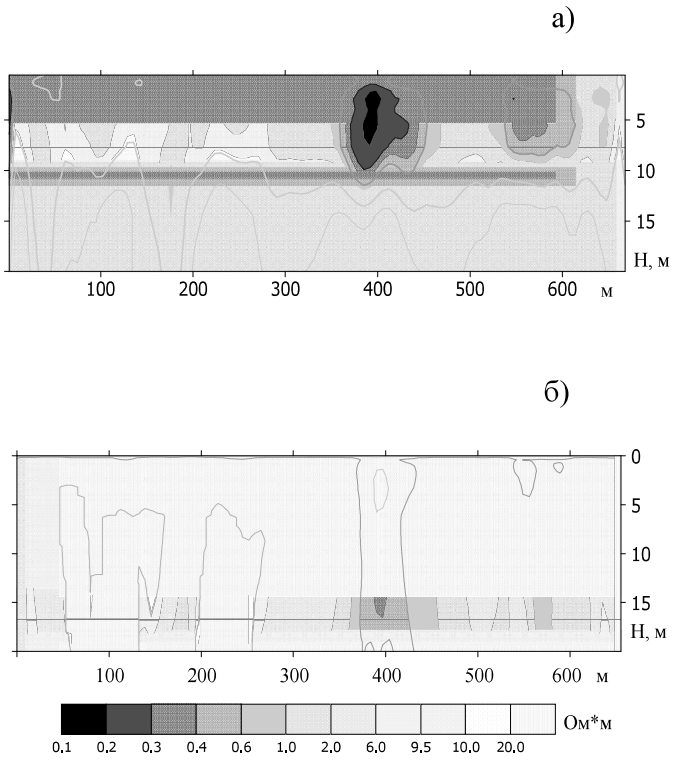
Общая идеология двумерной и двух с половиной мерной инверсии была сформулирована [Sasaki Y.,1989; Loke M.H. and Barker R.D., 1995]. Базовый алгоритм решения прямой задачи и вычисления частных производных в этих исследованиях опирался на конечно-разностные методы. Альтернативный способ построения вычислительных схем, позволяющий естественным образом усложнять модель вмещающей среды, включая одномерные среды, опирается на использование метода объёмных интегралльных уравнений [Марченко М.Н., 1999; Zhdanov M. And Hursan G., 2000; Московская Л.Ф., 2005].

Созданные алгоритмы инверсии ориентированы на интерпретацию наиболее распространённых высокоплотных съёмок со стационарным расположением точек зондирования. Как правило, они предназначены для зондирований с точечными источниками возбуждения и приёма для потенциальных наземных методов электроразведки [Loke M.H. and Barker R.D., 1995; Марченко М.Н., 1999]. Решение обратной задачи осуществляется на основе минимизации функционала невязки, полученного методом наименьших квадратов с добавочными регуляризаторами решения: по гладкости, по компактности носителя аномалии и т.п. [Loke M.H. and Barker R.D., 1995; Portniaguine O. and Zhdanov M.S. 1999]. Решения строятся для трансформанты измеренных сигналов в параметр кажущегося сопротивления с его

логарифмическим масштабированием. Это является сильным стабилизатором инверсии, вместе с тем существенно загрубляет решение.

Развитая в данной работе концепция 2,5D инверсии предназначена для проведения оперативной интерпретации данных. Инверсия выполняется в скользящем окне, соответствующем движению установки зондирования по профилю. Решение опирается на метод объёмных интегральных уравнений. Для расчёта необходимых для решения прямой задачи тензоров Грина с высокой пространственной плотностью использован новый метод сжимающих отображений [Московская Л.Ф., 2005], позволяющий создавать эффективные схемы вычислений для электромагнитных полей с высокой пространственной сетью. Задача решается в томографическом приближении. При решении обратной задачи используется метод корреляционного подобия [Московская Л.Ф., 2003], являющийся естественным стабилизатором решения. С его помощью формируется пространственно компактная аномальная область и обеспечивается высокая сходимость алгоритма. Задача решается непосредственно относительно аномальных полей без перехода к логарифмически промасшабированным кажущимся сопротивлениям. Это обеспечивает более высокую чувствительность процесса к выявлению формы аномальной области.

На примере интерпретации полевых измерений на одном из профилей глубоководного сульфидного рудного поля Логачёв-I в Атлантическом океане выполнен сравнительный анализ возможностей выявления параметров аномальных проводящих при 1D и 2,5D инверсии.



Результаты 2,5D и 1D инверсии

а) разрез параметра С при 2,5D инверсии;
б) разрез сопротивлений при 1D инверсии

Литература

1. *Марченко М.Н.,* 1999, Двумерная инверсия многоэлектродных вертикальных электрических зондирований. Дисс. на соискание учёной степени к. ф.-м. н., МГУ.
2. *Могилатов В.С., Эпов М.И.,* 2000, Томографический подход к интерпретации данных геоэлектромагнитных зондирований, Физика Земли, №1, с.78-86.
3. *Московская Л.Ф. ,* 2003, Метод подобия в обратных задачах электроразведки. Геофизика № 2, с. 46-51.
4. *Московская Л.Ф.,* 2005 Фокусирующие свойства установки вертикальных зондирований при глубоководных исследованиях геоэлектрического разреза. Геофизика № 5, с.27-31.
5. *Portniaguine O. and Zhdanov M.S.* 1999, Focusing geophysical inversion images, Geophysics, Vol. 64, No.3, P.874-887.
6. *Zhdanov M. And Hursan G.,* 2000, 3D electromagnetic inversion based on quasi-analytical approximation, Invers Problems , 1297-1322.
7. *Loke M.H. and Barker R.D.,* 1995, Least-squares deconvolution of apparent resistivity preudosections, Geophysics, Vol. 60, No. 6 . ,P. 1682-1690.
8. *Sasaki Y.,* 1989, Two-dimensional joint inversion of magnetotelluric and dipole-dipole resistivity data, Geophisics, Vol.54, No.2,p. 254-262.

НОВЫЕ ПРИЕМЫ ОБРАБОТКИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ И ИХ ИЗВЕСТНЫЕ АНАЛОГИ

А.А. Никитин

Российский государственный геологоразведочный университет

1. В последнее десятилетие при обработке геофизических данных получили развитие такие приемы, как генетические алгоритмы, вейвлет - преобразование, фрактальный анализ, нейронные сети, направленные на выделение сигналов и построение интерпретационных моделей при минимуме априорной информации о форме сигналов и параметрах среды, а также в условиях нестационарного характера наблюдений. В то же время, большинство новых приемов обработки являются аналогами уже известных алгоритмов, достаточно широко применяемых в практике обработки и интерпретации геофизических данных. К этим приемам, прежде всего, относятся генетические алгоритмы, нейронные сети и, отчасти, вейвлет - преобразование.

2. **Генетические алгоритмы**, получившие свое название от термина «генетика», который для мира живых организмов означает их приспособляемость к изменениям окружающей среды, являются аналогами адаптивных (самонастраивающихся) фильтров, предложенных С.А.Кацем в сейсморазведке и автором при обработке потенциальных полей.

Фильтр С.А.Каца основан на максимизации линейной формы, представляющей скалярное произведение вектора управляющих параметров с вектором наблюденных значений, доказывается, что квадрат этой формы с точностью до константы равен оценке отношения сигнал/помеха. В дальнейшем самонастраивающийся фильтр получил развитие в виде энергоанализа сейсмических трасс. Алгоритм самонастраивающейся фильтрации нами был реализован на основе статистики Хоттелинга, что обеспечило определение порогов принятия решения о наличии сигналов (аномалий), оценку надежности их обнаружения и разрешающую способность фильтра. Подобные оценки отсутствовали для фильтра С.А. Каца.

В приведенных выше алгоритмах самонастраивающихся фильтров, путем изменения размеров, формы и простирания скользящих окон осуществляется выделение сигналов различного частотного состава и направления. Наиболее эффективным применение этих фильтров оказалось при выделении линейных сигналов (аномалий). В компьютерной технологии КОСКАД-3D была реализована процедура автоматического трассирования выделенных линейных сигналов.

3.**Вейвлет-преобразование**, как частотно-временной (частотно-пространственный) анализ данных, представляет разложение сигнала по системе вейвлетов, т.е. таких функций, каждая из которых является смещенной и масштабируемой (сжатой или растянутой) копией одной и той же заданной по форме функции-сигнала (порождающего вейвлета). Таким образом, вейвлет-преобразование, по-существу, представляет аналог оптимальной согласованной фильтрации. Технология СВАН (спектрально-временной анализ) для пронозирования типов геологического разреза по данным сейсморазведки, предложенная И.А. Мушиным и развитая Е.А. Давыдовой, также является аналогом вейвлет - преобразования. В то же время частотно-временная локализация сейсмических сигналов, заложенная в процедуре вейвлет-анализа, существенно расширяет возможности как согласованной фильтрации, так и технологии СВАН. В сейсморазведке в качестве порождающего вейвлета обычно используется Морле-вейвлет. Его использование при анализе волнового поля при решении детализационных задач сейсморазведки обеспечивает выделение информативной составляющей, по изменению энергии которой реализуется дифференциация временного разреза по типу флюидонасыщения. Для обработки потенциальных полей С.В. Пискун предложил порождающий вейвлет для описания ядра Пуассона, им же совместно с Б.С. Световым на основе того же МНАТ-вейвлета («мексиканская шляпа») были проинтерпретированы данные электрического поля над сферическими проводниками, расположенными на разных глубинах, что позволило практически однозначно найти глубины проводников для 30 сферических моделей на глубинах от 3 до 300 метров.

4. **Фрактальный анализ**, основанный на самоподобии геологических структур и сопровождающих их геофизических аномалий при переходе от макроуровня к микроуровню, начинает активно использоваться не только при обработке данных, но и для построения интерпретационных моделей. Действительно, уже сама стадийность геологоразведочного процесса, начиная с региональных исследований масштаба 1:1.000.000, среднемасштабного геокартирования 1:200.000, общих поисков масштаба 1:50.000 и заканчивая поисково-оценочными работами масштабов 1:10.000 и 1:2.000, свидетельствует о самоподобии исследований и, следовательно, о фрактальной структуре выделяемых аномальных эффектов. Самоподобие аномалий возникает при оценке так называемого эффекта телескопирования, когда локальные аномалии от отдельных рудных тел при наземных наблюдениях объединяются в более крупные от месторождений и рудных полей при аэросъемках, проводимых на разных высотах, до аномалий регионального характера от рудных провинций при космических съемках.

При выделении разноуровневых аномалий, и в частности, эффекта телескопирования, предложено использование геометрических фракталов путем изопериметрических приемов их представления, при которых геометрия аномалий имеет фрактальную (дробную) природу, поскольку реализуется одними и теми же повторяющимися элементами с разными основаниями соответствующих аномалий. Фрактальные поверхности отличаются тем, что описываются набором исходных элементов из простых геометрических фигур. При этом, чем сложнее поверхность, тем большее количество операций необходимо для ее описания (представления). Оценка сложности поверхностей и геометрических фигур производится на основе Хаусдорф-метрики. Для площадных фигур (аномалий) эта метрика представляет собой отношение логарифма периметра фрактальной фигуры к логарифму суммы оснований подобных элементов $D_h=log(P)/log(\Sigma a_i)$, где D_h - Хаусдорф-метрика, P-периметр площадной фрактальной фигуры, a_i-основание элемента i-ой итерации (длина основания i-ой аномалии). Соответствующее выражение для оценки сложности трехмерных фигур $D_h=log(S)/log(\Sigma\theta_i)$, где S-площадь объемной фигуры, описывающей поверхность аномалии, θi- площадь основания элемента i-ой итерации (аномалии). В.И. Пахомовым предложены достаточно простые выражения для расчета Хаусдорф-метрики, когда соотношения в размерах окон, для которых вычисляется метрика, кратно пяти. Несмотря на то, что прямых аналогов фрактального анализа в практике обработки геофизических данных при выделении аномалий не существует, однако определенная аналогия при разделении аномальных эффектов по интервалам корреляции и их связи по коэффициентам корреляции прослеживается. На подобную аналогию указывает практическая идентичность выделенных аномалий путем фрактального анализа и с помощью адаптивной энергетической фильтрации при обработке данных детальной гравиметрической съемки по акватории Азовского моря (приводятся примеры). В то же время использование фрактальных структур множества особых точек для функций, описывающих аномальные потенциальные поля, а также фрактальный характер самих геологических структур, реализованные

Ю.И.Блохом, безусловно, расширяют возможности интерпретации гравитационных и магнитных аномалий при построении моделей, адекватных реальной геосреде.

5. **Нейронные сети**, в частности, вероятностные нейронные сети, получившие в отечественной и зарубежной литературе применение при прогнозе фильтрационно-емкостных свойств пород по комплексу сейсмических атрибутов и данных геофизических исследований скважин, является непосредственными аналогами статистических алгоритмов распознавания образов. Здесь новая терминология, по-существу, ничего принципиально нового в решение задач прогноза не привносит. Выделение трех слоев нейронной сети: входного – это комплекс исходных атрибутов, промежуточного – это информативная совокупность атрибутов, определяемая на эталонных объектах, и входного – это результат комплексного анализа в виде комплексного параметра; - представляет собой известную процедуру распознавания образов по комплексу признаков (атрибутов) при наличии эталонных объектов. Информативная совокупность атрибутов для оценки фильтрационно-емкостных свойств устанавливается по величине множественного коэффициента корреляции между атрибутами и физическими свойствами пород по интервалам скважины с известной нефте-газонасыщенностью. Кроме того, сравнение вероятностных нейронных сетей с широко применяемым в практике комплексного анализа геоданных модифицированным А.В.Петровым методом К-средних показало их полную идентичность при решении задач классификации. Наконец, сами специалисты по разработке нейронных сетей признают, что нейронные сети в точности до деталей отражают статистический подход в распознавании образов решении задач классификации.

Выводы

1. Большинство рассмотренных выше новых приемов обработки являются известными аналогами применяемых в практике обработки геофизических данных. В то же время вейвлет - преобразование и фрактальный анализ существенно расширяют возможности интерпретации потенциальных и волновых полей.

2. Необходимо провести более детальное сравнение новых приемов с известными их аналогами с целью оценки повышения информативности результатов обработки и интерпретации геофизических данных.

3. Целесообразно рекомендовать включение новых приемов обработки и интерпретации геофизических данных в соответствующие лекционные курсы по обработке и интерпретации, читаемые для студентов старших курсов геофизических специальностей.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РАНЕЕ ПРОВЕДЕННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ СЪЕМОК ДЛЯ ОЦЕНКИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НОВЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Г.Г. Номоконова, В.П. Меркулов, Д.Ю. Расковалов

Томский политехнический университет, г.Томск

Важным качеством геофизической информации является ее объективность. В силу этого результаты детальных и точных геофизических съемок могут быть многократно использованы, в первую очередь при изменении задач исследования, появлении дополнительной геологической информации, при совершенствовании моделей объекта исследования и приемов интерпретации геофизических данных. В настоящей работе излагается концепция использования результатов ранее проведенных геофизических работ при оценке нефтегазоносности юго-восточной части Западно-Сибирской плиты (в границах Томской области).

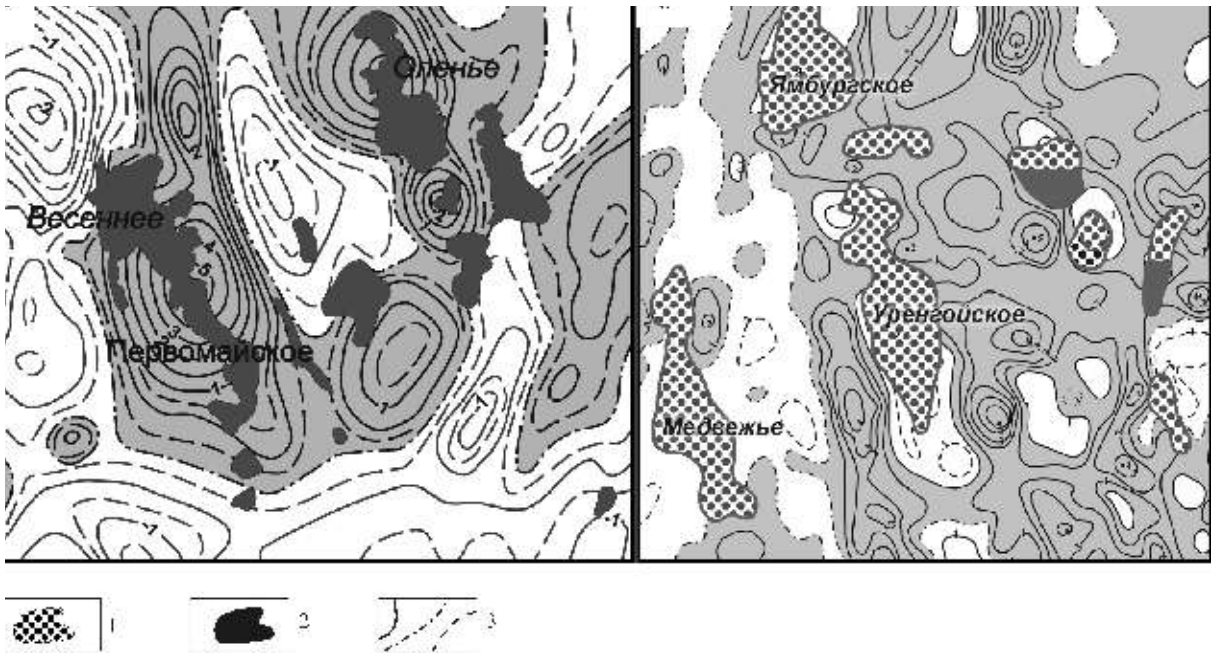
Исследуемая территория характеризуется очень хорошей изученностью геофизическими съемками. Вся площадь покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1:50 000 и наземной гравиметрической съемкой 1:200 000 (Е.М. Звягин, Б.С. Барулин, В.П. Повадатор и др.). На отдельных участках съемки были более детальными и сопровождались измерениями электрических и гамма-спектрометрических полей. Следует отметить, что территория Томской области покрыта названными геофизическими исследованиями равномерно, с одинаковой детальностью в западной (с выявленными месторождениями углеводородов) и в восточных частях. Это отличает гравитационные и магнитные исследования от сейсморазведочных работ, плотность которых на правобережье Оби незначительна. Кроме этого, к положительным качествам съемок потенциальных полей следует отнести высокую точность и детальность наблюдений, предельно необходимую для закрытых территорий.

Недостатком проведенных геофизических съемок является их чисто технический характер: съемки практически не сопровождались геологической интерпретацией геофизических полей и какими-то ни было прогнозами по ним нефтегазоносности территорий. Изучение Западной Сибири гравитационными и магнитными съемками было планомерно и закончилось к 1991 году. Последующий за этим период не способствовал доведению до нужного уровня результатов геофизических съемок, поскольку стратегия изучения нефтеносных территорий, в том числе западных районов Томской области, была направлена на доразведку и эксплуатацию уже выявленных месторождений, и о будущем наращивании перспективных территорий не задумывались. Результаты съемок не только не были проинтерпретированы в направлении извлечения из них нефтегазопоисковой информации, но и не выявлены критерии, с помощью которых эта информация должна извлекаться.

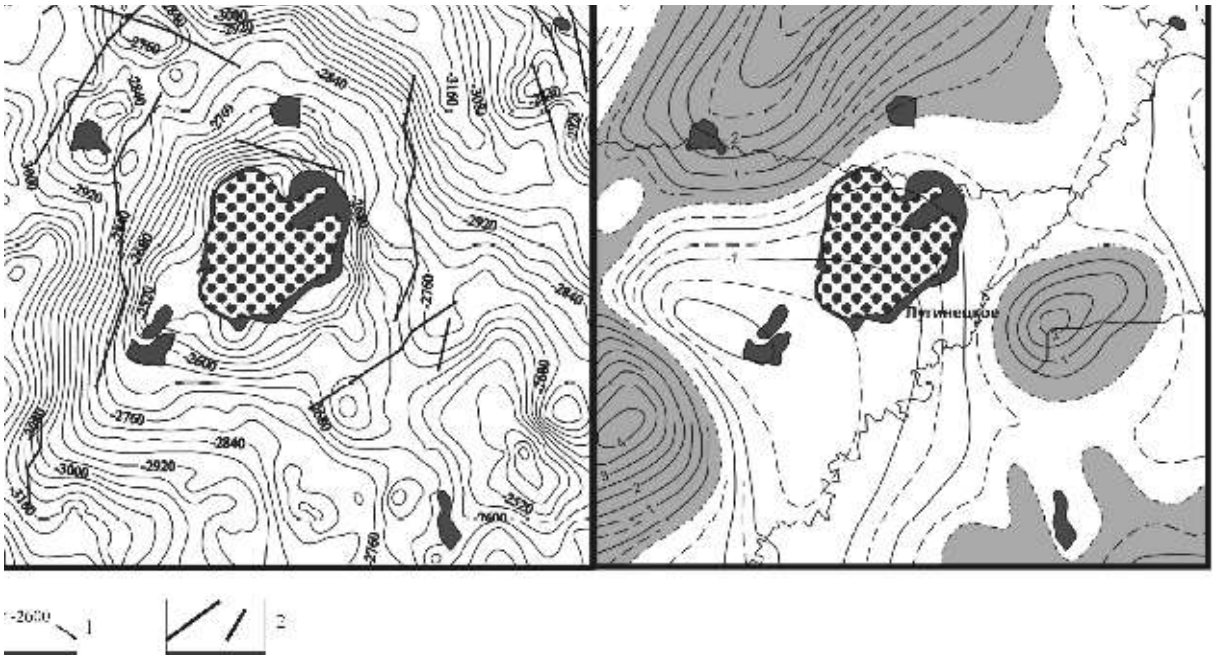
Вместе с тем вопрос о поисково-прогнозной информативности аэромагнитного и гравитационного полей на территории Западной Сибири не решен и его решение не очевидно. В соответствии с особенностью физико-геологического разреза и отчасти технологии измерений (наблюдения с самолета в магниторазведке) в гравитационных и магнитных полях отражается не структура и петрофизические неоднородности осадочного чехла, как бы нам хотелось, поскольку месторождения углеводородов локализованы в нем, а

структура (поверхность) и петрофизические неоднородности фундамента. Следовательно, должен быть решен вопрос, кроме всего прочего, об унаследованности развития чехлом состава и структуры фундамента, и, возможно, об унаследованности чехлом нефтегазоносности фундамента.

Для выяснения принципиальной возможности решать поисково-прогнозные задачи по результатам геофизических съемок мы сопоставили (путем простого наложения информации) гравитационные и магнитные поля с контурами известных месторождений Западной Сибири (в масштабе 1:2 500 000) и Томской области (в масштабе 1:1 000 000) [1,2]. В полном объеме такое сопоставление сделано для магнитного поля. Опубликованные материалы (Богачев,1996; Бембель,2003) позволяют выявленные закономерности переносить на гравитационное поле, хотя в гравитационном поле петрофизические неоднородности чехла отражаются в большей степени, чем в магнитном поле, а породы фундамента менее дифференцированы по плотности, чем по намагниченности.



месторождения (рис.1б), контуры геофизической аномалии и контуры месторождения настолько совпадают, что создается обманчивое впечатление, что источником аномалии (в данном случае магнитной) является само месторождение.



оценке нефтегазоносности новых территорий: а) гравитационные и магнитные поля, отражающие структуры и петрофизические неоднородности фундамента, несут в себе информацию о нефтегазоносности осадочного чехла; б) для использования геофизических признаков нефтегазоносности необходимо выявить критерии (геофизические, геоморфологические, геологические) районирования территорий по применимости прогнозно-поисковых геофизических признаков, а также уточнить и возможно расширить эти признаки по результатам анализа более детальных съемок; в) необходимо решить вопросы генетического плана, в частности, изучить природу аномалий геофизических полей, унаследованности процессов развития и нефтегазоносности системы «фундамент-осадочный чехол», а также генезиса месторождений углеводородов в целом. Это необходимо, поскольку отражение месторождений углеводородов в петрофизических неоднородностях фундамента не находит удовлетворительного объяснения известными геологическими причинами и гипотезами, а технологии поиска, разведки и эксплуатации месторождений строится, как правило, на определенных представлениях о генезисе месторождений.

Исследовать вопросы природы аномалий, ответить на вопросы: какие геологические процессы вызвали аномалии магнитного и гравитационного полей можно двумя путями.

Во-первых, использовать результаты опробования скважин, пробуренных до фундамента. Анализ этих исследований, в целом, подтверждает то, что можно предполагать из общетеоретических представлений. Высокоплотностными и высокомагнитными образованиями доюрского фундамента являются пермо-триасовые габбро-долериты рифтовых зон (Колтогорско-Уренгойский рифт) и впадин (Нюрольская, Усть-Тымская), а также основные и ультраосновные (офиолитовая ассоциация) породы эвгеосинклинальных частей герцинской складчатой системы. Умеренной и низкой намагниченностью и переменной плотностью характеризуются гранитоиды. Их петрофизическая дифференциация связана с различной формационной принадлежностью и степенью постмагматического изменения. Практически немагнитны и повышенно плотны известняки, в отличие от которых песчано-сланцевые образования имеют переменную и, чаще всего, пониженную плотность. Пользуясь названными признаками, можно проводить интерпретацию полей, неоднозначность который понизится, если принимать во внимание также соотношения гравитационных и магнитных аномалий. Однако главные вопросы, в том числе и генетического плана, не могут быть в этом случае решены, так как отсутствуют данные о пространственных изменениях физических свойств пород.

Здесь же отметим одну закономерность, выявленную при изучении состава фундамента глубокими скважинами. Наиболее часто «подстилают» известные месторождения известняки, граниты, порфириты, песчано-сланцевые

образования. Судя, например, по данным В.С.Суркова и др. (1986), граниты не являются столь распространенными образованиями фундамента, и их высокую встречаемость в фундаментах месторождений можно расценивать как некоторую избирательную локализацию месторождений углеводородов Западной Сибири над гранитоидными массивами в фундаменте.

Во-вторых, для изучения петрофизической характеристики фундамента можно использовать геолого-геофизические и петрофизические закономерности складчатых систем, обрамляющих платформу. По геофизическим данным можно полагать, что структуры Колывань-Томской и Калба-Нарымской складчатых зон, Кузнецкого Алатау имеют продолжение под осадочным чехлом юго-востока Западно-Сибирской плиты, а структуры Енисейского кряжа погружаются под породы плитного комплекса с востока. Учет также этой информации позволит поднять технологию интерпретации гравитационных и магнитных полей на необходимый для решения прогнозно-поисковых задач уровень.

В полной же мере использовать громадный поисково-прогнозный потенциал, содержащийся в результатах гравитационных и магнитных съемок и до настоящего времени невостребованно хранящийся в геологических фондах, можно лишь в случае решения вопроса: почему, собственно, месторождения углеводородов, локализованные в осадочном чехле, находят отражение в петрофизических неоднородностях фундамента?

Литература

1. *Ерофеев Л.Я., Меркулов В.П., Номоконова Г.Г., Орехов А.Н., Рихванов Л.П.* О технологии предварительного прогноза мест скопления углеводородов в восточных районах Томской области по геофизическим и геохимическим данным //Проблемы и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса и производительных сил Томской области: Материалы научно-практической конференции. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. – С.52-53.
2. *Меркулов В.П., Номоконова Г.Г., Расковалов Д.Ю.* Отражение месторождений углеводородов в региональном магнитном поле Западно-Сибирской плиты //Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа: Материалы седьмой международной конференции. – М.: ГЕОС, 2004. – С.363-365.

ОБРАТНЫЕ ЗАДАЧИ ПРИ ПОСТРОЕНИИ ДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

А.В. Овчаренко

Институт Геофизики УрО РАН, Екатеринбург

При построении аппроксимационных моделей деформирования земной коры [1-6] по комплексу разнородных данных геодинамического мониторинга, который исторически сложился на протяжении прошлого века и развивается в нынешнем веке, необходимо решить ряд важных и интересных обратных задач, которые мало обсуждались в научных публикациях. В настоящее время вопрос об источниках и причинах глобального и локального деформирования земной коры все еще не может быть решен однозначно. В таких условиях модели динамического деформирования земной коры строятся либо на предпосылках и допущениях гипотетического характера, либо на основе формальных аппроксимаций, в которых вопрос о физичности аппроксимирующих функций выносится за рамки собственно моделирования.

В настоящее время методы мониторинга процесса современного деформирования земной коры можно разделить на прямые и косвенные, которые в совокупности составляют методы геодинамического мониторинга. К прямым методам можно отнести любые инструментальные наблюдения, в которых измеряются какие-либо компоненты динамического тензора деформаций и напряжений в земной коре. Косвенные данные мониторинга инструментально измеряют параметры разнообразных процессов, которые предположительно имеют связи с процессом деформирования. Однако, эти связи имеют очень сложный характер и в настоящее время исследованы и формализованы недостаточно, чтобы по ним можно было уверенно восстанавливать все характеристики процесса деформирования. Наиболее важный перечень прямых и косвенных методов геодинамического мониторинга приведен ниже в таблице 1. Тем не менее, косвенные данные многочисленны и часто имеют длительные ряды наблюдений. Например, сейсмологический мониторинг позволяет фиксировать во времени и локализовать в пространстве очаги землетрясений, которые являются надежным признаком разрушения или разрывов земной коры в результате ее медленного деформирования. Надежных методов определения количественных характеристик деформаций или напряжений по гидрогеологического мониторингу до сих пор не разработано. Однако, признается, что мониторинг уровня подземных вод в скважинах позволяет косвенно выявить во времени режимы растяжения или сжатия участков земной коры. Это же можно сказать о методах газогеохимического мониторинга, электрометрического, акустического и т.д. Как видим, наиболее надежным фактом большинства методов косвенного мониторинга является фиксация во времени для конкретного места момента смены режимов растяжения и сжатия или момента разрушения участка земной коры в процессе

ее деформирования. В работах [1-2], было предложено разделить общую проблему создания аппроксимирующей динамической модели современного деформирования земной коры на две части. Вначале с использованием выбранной системы аппроксимирующих функций создать кинематическую часть модели, которая бы количественно описывала все факты прямого и косвенного мониторинга, а затем по данным исключительно прямых методов мониторинга определить все амплитудные параметры искомой модели. В работах [1-2] было предложено строить динамические модели деформационного процесса на основе аппроксимации семействами плоских деформационных фронтов, а в работах [6-7] и ниже обсуждаются модели динамических сферических дислокаций. Кинематическая обратная задача для обеих аппроксимаций является нелинейной. Наиболее эффективным методом решения нелинейных обратных задач являются итерационные методы последовательной оптимизации. В [1-2] был описан конкретный метод, позволяющий быстро находить минимальное число плоских пространственных деформационных фронтов на основе каталога индикаторных точек процесса. Здесь мы кратко приведем алгоритм решения обратной кинематической задачи для аппроксимации процесса семейством сферических дислокаций (табл.), которые движутся в полупространстве по прямолинейным траекториям и формально подчиняются законам линейной геометрической оптики. Дискретные индикаторные точки при такой аппроксимации являются результатом пространственного сближения минимум двух линейных траекторий. Итерационная последовательная оптимизация в данном случае имеет целью нахождение минимального числа траекторий, которые бы описывали исходную экспериментальную таблицу. Общим приемом последовательной оптимизации для таких задач является последовательное введение пробных решений и их оценка для всего массива данных. Среди множества пробных решений на очередном шаге выбирается то, которое обеспечивает оптимум выбранного критерия оптимизации. Для нашей задачи полное множество пробных решений может быть сформировано сочетанием отдельных пар индикаторных точек, по которым можно однозначно провести линейную траекторию движения сферической дислокации. Далее для всего множества индикаторных точек решается задача по вычислению минимального расстояния до пробной траектории. Подсчитываются все индикаторные точки с расстоянием до пробной траектории меньше заданного порога. Эта оценка выполняется для всех возможных пробных траекторий. В качестве оптимальной траектории выбирается такая, которая имеет на своем пути максимальное число индикаторных точек. Из исходной таблицы удаляются все индикаторные точки принадлежащие найденной оптимальной траектории. При этом размерность задачи для поиска последующей оптимальной траектории уменьшается. Описанный процесс поиска минимального семейства траекторий является быстро сходящимся. Результатом решения такой обратной кинематической задачи является множество параметров, описывающее семейство движущихся дислокаций и удовлетворяющее с априорной точностью

исходной таблице индикаторных точек, которая содержит пространственные координаты и время смены деформационного режима.

Вторая часть проблемы – определение амплитудных параметров модели является линейной обратной некорректной задачей.

Таблица

Сферические динамические кулоновские дислокации

Методы мониторинга	Изучаемый параметр	Учет T_o (да=T_o, нет= -)	**ФОРМУЛА**
Global GPS	E_x (lon)	T_0	$Ex(x,y,z,t-t_0)=v=\frac{\partial E}{\partial x}=-\sum_{i=1}^{n}m_i(\frac{(x-\xi_i)}{r_i^3}-\frac{(x-\xi_{0i})}{r_{0i}^3})$
Global GPS	E_y (lat)	T_0	$E_y(x,y,z,t-t_0)=v=\frac{\partial E}{\partial y}=-\sum_{i=1}^{n}m_i(\frac{(y-\zeta_i)}{r_i^3}-\frac{(y-\zeta_{0i})}{r_{0i}^3})$
Global GPS	E_z (rad)	T_0	$E_z(x,y,z,t-t_0)=v=\frac{\partial E}{\partial z}=-\sum_{i=1}^{n}m_i(\frac{(z-\eta_i)}{r_i^3}-\frac{(z-\eta_{0i})}{r_{0i}^3})$
Local GPS	V_x (lon)	-	$V_x(x,y,z,t)=\frac{\partial E}{\partial x\partial t}=\sum_{i=1}^{n}m_i\frac{a_i r_i^2-3(x-\xi_i)p_i}{r_i^5}$
Local GPS	V_y (lon)	-	$V_y(x,y,z,t)=\frac{\partial E}{\partial y\partial t}=\sum_{i=1}^{n}m_i\frac{b_i r_i^2-3(y-\zeta_i)p_i}{r_i^5}$
Local GPS	V_z (lon)	-	$V_z(x,y,z,t)=\frac{\partial E}{\partial z\partial t}=\sum_{i=1}^{n}m_i\frac{c_i r_i^2-3(z-\eta_i)p_i}{r_i^5}$
Leve-ling	V_h	-	$V_z(x,y,z,t)=\frac{\partial E}{\partial z\partial t}=\sum_{i=1}^{n}m_i\frac{c_i r_i^2-3(z-\eta_i)p_i}{r_i^5}$
PSMSL	V_h(pswl)	TO	$E_z(x,y,z,t-t_0)=\frac{\partial E}{\partial z}=-\sum_{i=1}^{n}m_i(\frac{(z-\eta_i)}{r_i^3}-\frac{(z-\eta_{0i})}{r_{0i}^3})$
VLBI (special format)	L_{basa}	To	$dL_{12}(x,y,z,t-t_0)=L_o-\sum_{i=1}^{n}m_i\int_{A_1}^{A_2}E_{l_{12}}dl_{12}$ $\left\|\Delta L_i^{\mathrm{mod}}-\Delta L_i^{observed}\right\|\to\min$
Stress data	σ_x/σ_y	-	$\sigma_x/\sigma_y\cong E_x/E_y=\gamma,\ \left\|E_x(t)-\gamma E_y(t)\right\|\to\min$ $\left\|\sum_{i=1}^{n}m_i\frac{(x-\xi_i)-\gamma(z-\zeta_i)}{r_i^3}\right\|\to\min,\ \sum_{j=1}^{m}\left[\sum_{i=1}^{n}m_i\frac{(x-\xi_i)-\gamma(z-\zeta_i)}{r_i^3}\right]^2\to\min$

Для мониторинга деформаций, которые измеряются на обсерваториях, необходимо сделать следующее замечание. Измерения деформаций всегда выполняются относительно некоторого состояния среды, которое существует в момент старта наблюдений. Мы можем судить далее только о величине накопленных, а не истинных деформаций. Поэтому во всех аналитических выражениях, которые используются для амплитудной калибровки модели, мы должны использовать дополнительные члены для нулевого или стартового времени. Абсолютные величины смещений и деформаций мы можем

вычислить только после нахождения всех параметров модели. Именно эта возможность позволяет сделать деформационную модель важным инструментом оценки сейсмической опасности. Известно, что абсолютные деформации порядка 10E-7 – 10E-6 не являются опасными для разрушения земной коры. Абсолютные деформации порядка 10E-5 – 10E-4 (и абсолютные деформационные смещения 1-10 и более метров) создают угрозу возникновения разрывов земной коры. Выявление в пространстве и времени таких аномальных зон является важной целью создания деформационных моделей. Обратим внимание, что все выражения экспериментальных данных линейно зависят от амплитудных параметров $\{m_i, i=1,n\}$ и нелинейно зависят от кинематических параметров $\{a_{4i},b_{4i},c_{4i},d_{4I}, i=1,N\}$. Общее число (5N) неизвестных параметров для создаваемой модели заранее неизвестно, оно определяется в процессе решения обратной кинематической задачи и зависит от требуемой точности приближения исходных данных.

Как следует из формального математического описания приведенного в таблице, создание модели обозначает нахождение конкретной системы параметров $\{a_{4i},b_{4i},c_{4i},d_{4i},m_{4i}, i=1,N\}$. При этом заранее неизвестно также число N. Для корректного нахождения всей совокупности параметров описывающих модель необходимо выполнить ряд требований. Общим требованием является соблюдение информационной корректности, т.е. выполнения условия, чтобы количество неизвестных не превышало бы число экспериментальных наблюдений, а также условие применения устойчивого метода решения обратной задачи. Трудным является вопрос взаимного согласования всей совокупности различных данных, которым должна одновременно удовлетворять создаваемая модель. В значительной мере эта трудность уже преодолена введением полного формального описания приведенного в таблице. Укажем, что при предварительной обработке все данные приводятся к единой системе единиц измерения (для смещений и вариаций длины - мм, для скоростей смещений - мм/год, другие применяемые величины безразмерны). В качестве метрики соответствия модели и экспериментальных данных мы применяем среднеквадратическую. С учетом сделанных оговорок можно написать основной оптимизируемый функционал в следующем виде

$$M^{[z,\alpha,\beta_i]} = \beta_1 \cdot S_{gpslon} + \beta_2 \cdot S_{gpslat} + \beta_3 \cdot S_{gpsV_E} + \beta_4 \cdot S_{gpsV_N} + \beta_5 \cdot S_{Leveling} + \beta_6 \cdot S_{VLBI} + \beta_7 \cdot S_{\sigma x/\sigma y} + \alpha\Omega \qquad (6)$$

здесь M-регуляризирующий функционал А.Н. Тихонова *(1963, 1979)*, z - совокупность неизвестных параметров или искомое решение задачи; α - параметр регуляризации Тихонова; β_i - веса учитывающие влияние различных экспериментальных данных на искомое решение; S_i - среднеквадратические функционалы невязки по отдельным типам экспериментальных данных; $S_i = \|f_i - F_i(z)\|^2$, f_i-разновидности экспериментальных данных, F_i-разновидности формального описания по таблице; Ω - стабилизирующий функционал Тихонова, который принят здесь в простейшей форме $\Omega = \|z\|^2$.

Условия оптимального учета влияния отдельных экспериментальных данных состоят в выполнении приближенных равенств

$$\beta_i \approx 1/S_i N_i$$
$$\beta_1 / S_1 \approx \beta_2 / S_2 \approx ... \approx \beta_i / S_i \approx \alpha\Omega \quad , \qquad (7)$$

Эти условия достаточно просто обеспечиваются в процессе итерационной оптимизации.

По результатам решения описанных обратных задач строится динамическая модель деформационного процесса в форме компьютерных фильмов. Для примера на рис.1 приводятся отдельные фрагменты такого фильма для Уральского региона.

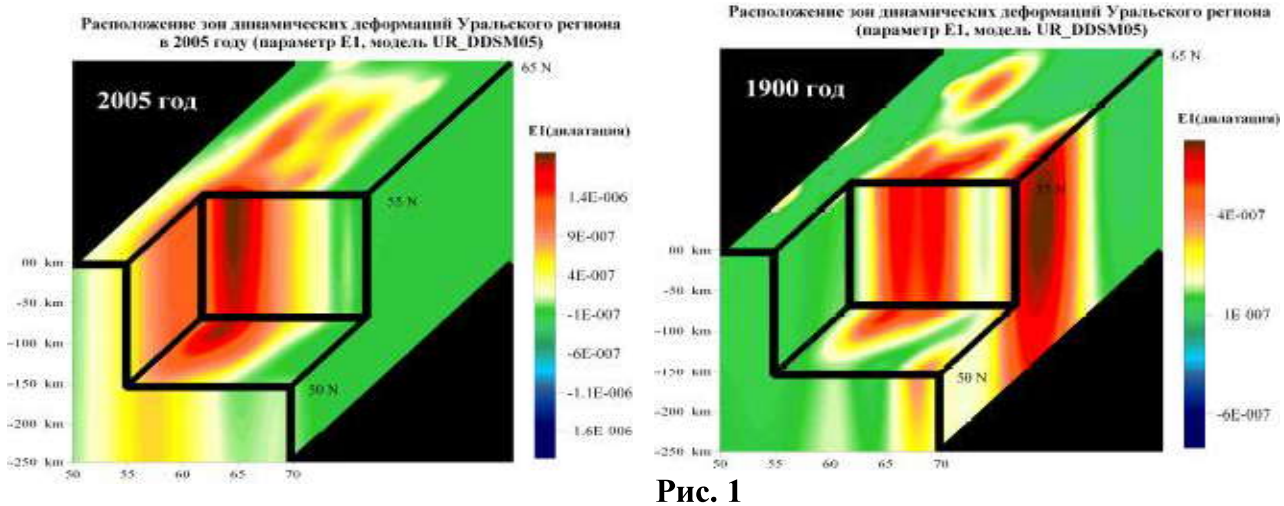


Рис. 1

Литература

1. *Овчаренко А.В.* Динамические модели деформационных процессов в земной коре и сейсмологический прогноз. ДАН, т. 359, № 2, 1998, с.251-254.
2. *Ovcharenko, A.V.,* (1999): 4-Dimensional models of deformation of the Earth's crust and earthquake prediction, *J. of Earthquake Research in China*, **13**(1), 59-84, (in English).
3. *Овчаренко А.В., Соколов В.Ю., Венцель Ф.* Динамические модели деформирования земной коры и сейсмического процесса Юго-Восточной Европы Сб. «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Часть 1. Мат. 30 сессии межд. семинара им Д.Г. Успенского. Москва, ОИФЗ РАН, 2003, С.83-85.
4. *Sokolov V., A. Ovcharenko, C-H. Loh and K-L.* Wen .Seismic hazard assessment for the Taiwan region on the basis of recent strong-motion data and prognostic zonation of future earthquakes. *Natural Hazard*, **33,** 319-363, 2004.
5. *Овчаренко А.В.* Создание 4D-моделей развития земной коры Урала по комплексу геополей. Уральский геофизический вестник/ ИГФ УрО РАН.- 2000, -№ 1.- Екатеринбург, ИГФ УрО РАН, с.81-85.
6. *Нусипов Е., А.В. Овчаренко.* Динамические модели объемного деформирования земной коры как основа сейсмологических прогнозов. Доклады пятого казахстанско-китайского международного симпозиума. Алматы, ИС МОН РК, 2004, 26-33 с.

О ПОСТАНОВКЕ И РЕШЕНИИ ОБРАТНЫХ УПРОЩЕННЫХ ЗАДАЧ РАССЕЯНИЯ ЗАГРЯЗНЕНИЙ В ВОЗДУШНОЙ СРЕДЕ

А.В. Овчаренко

Институт Геофизики УрО РАН, Екатеринбург

При изучении распространения загрязнений воздушной среды можно сформулировать ряд важных практических задач, которые классифицируются в терминах традиционных для геофизики прямых и обратных задач. Так исследование динамики загрязнения при известном расположении источников и мощностей их выбросов, при известной модели воздушного потока, а также при ряде допущений, может быть сведено к постановке краевой задачи для дифференциального уравнения в частных производных, описывающих баланс переноса загрязнений в точке. Решение таких прямых задач осуществляется хорошо изученными сеточными методами [1-3] и создает основу для формулировки и решения более сложных обратных задач распространения загрязнений в воздушной среде [4-5]. Обратные задачи распространения загрязнений, в обсуждаемом случае, состоят в нахождении мощности источников, для которых известно их расположение и предполагается стационарность. Предполагается также, что модель воздушного потока известна из экспериментальных метеорологических измерений. В упрощенной постановке воздушный поток предполагается ламинарным и горизонтально плоским. Для таких упрощений соответствующая краевая задача, описывающая решение прямой задачи, записывается как [1-5]

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -u\frac{\partial C}{\partial x} - v\frac{\partial C}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x}(k\frac{\partial C}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(k\frac{\partial C}{\partial y}) - \beta C + F, \qquad (1)$$

F – интенсивность источников загрязнения; C – объемная концентрация загрязнения; u, v – компоненты скорости ветра; k – коэффициент атмосферной турбулентности или диффузии. Граничные условия детализируются в виде:

$$\begin{aligned} &при \;\; A \in L \qquad k\frac{\partial C}{\partial n} = 0 \\ &при \;\; z = 0 \;\; k\frac{\partial C}{\partial z} + wC = \beta C \end{aligned} \qquad (2)$$

β – коэффициент аккомодации или поглощения на поверхности осаждения (зависит от характера поверхности, например, лес, водоем, поле, застройки различной этажности и др.). На первом этапе исследований этот коэффициент был принят постоянным и равным 0.05, т.е. было принято условие, что 5% всех загрязнений непрерывно поглощается средой. На этапе исследований 2005 года структура неоднородного поглощения учитывалась матрицей $\beta(x, y)$, которая была создана путем компьютерной дигитализации карт ландшафтов.

Для пояснения идеи решения обратной задачи распространения загрязнений, исследуем простейшую прямую задачу для одного источника единичной мощности. Такая задача решается по схеме (1-2). Очевидно, что решение этой задачи для определенного отрезка времени позволяет определить концентрацию загрязнений в каждый момент времени на пространственной сетке. Меняя расположение единичного источника, можно построить совокупность решений на сетке для всех изучаемых источников. Другими словами, по множеству сеточных решений можно найти все базисные функции для аналитического описания суммарного загрязнения в пунктах мониторинга. При этом реальные пункты мониторинга можно отождествить с ближайшими к ним узлами используемой сетки. Далее с использованием базисных функций, обратная задача может быть представлена в виде системы линейных алгебраических уравнений, в которой неизвестными являются мощности источников загрязнения. Проблемы решения обратной задачи в такой постановке состоят в том, что для формирования системы всех базисных функций нужно решить столько соответствующих динамических краевых задач, сколько имеется источников загрязнения. Так для региона Екатеринбурга и его городов спутников число источников-загрязнителей составляет более 300. На современных персональных компьютерах реализация расчетов базисных функций для задачи такого объема составит около 200-300 часов. Учитывая, что практически необходимо решать серию обратных задач для различных отрезков времени мониторинга, можно сделать вывод о невозможности реализации проблемы в данной постановке. Для поиска способов дальнейшего упрощения в постановке обратной задачи распространения загрязнения в воздушной среде, был сделан ряд численных экспериментов. Наиболее существенное упрощение для ускорения расчета базисных функций может состоять в предположении синхронного изменения модуля вектора скорости и азимута направления ветрового воздушного потока. Были решены соответствующие прямые задачи распространения загрязнений для модели неоднородного воздушного потока и модели потока с упрощениями. На длительных временных отрезках (200-400 часов и более) было установлено в целом синхронное изменение сцен загрязнения. Хотя варианты решений и имеют различные локальные различия, процессы в главном развиваются по одним сценариям. Принятие модели воздушного потока с синхронным изменением модуля вектора скорости и азимута направления ветра, сразу переводит задачу расчета базисных функций в класс практически реализуемых. В этом случае достаточно решить только одну краевую динамическую задачу от единичного источника. Остальные базисные функции для всех пар источник-станция мониторинга, в силу симметрии задачи, находятся из соответствующих пространственных сцен. Естественно, что при решении динамической краевой задачи нужно принять такие размеры сетки расчета, чтобы обеспечить наибольшее расстояние источник-станция мониторинга для данного конкретного региона.

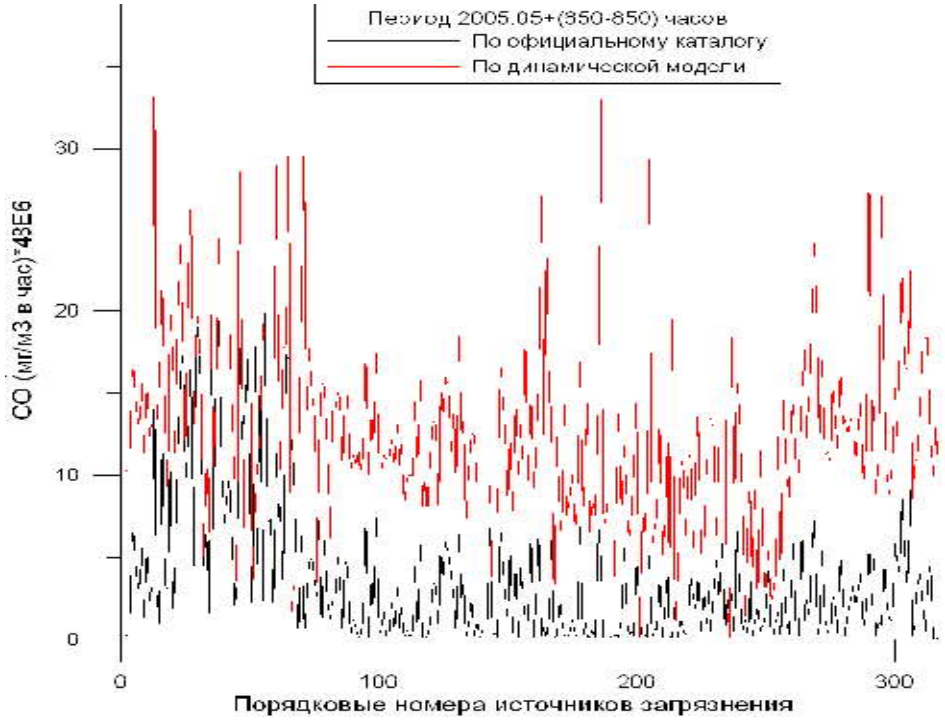
Собственно решение обратной задачи для определения мощностей источников загрязнения состоит в оптимиции классического сглаживающего функционала А.Н. Тихонова

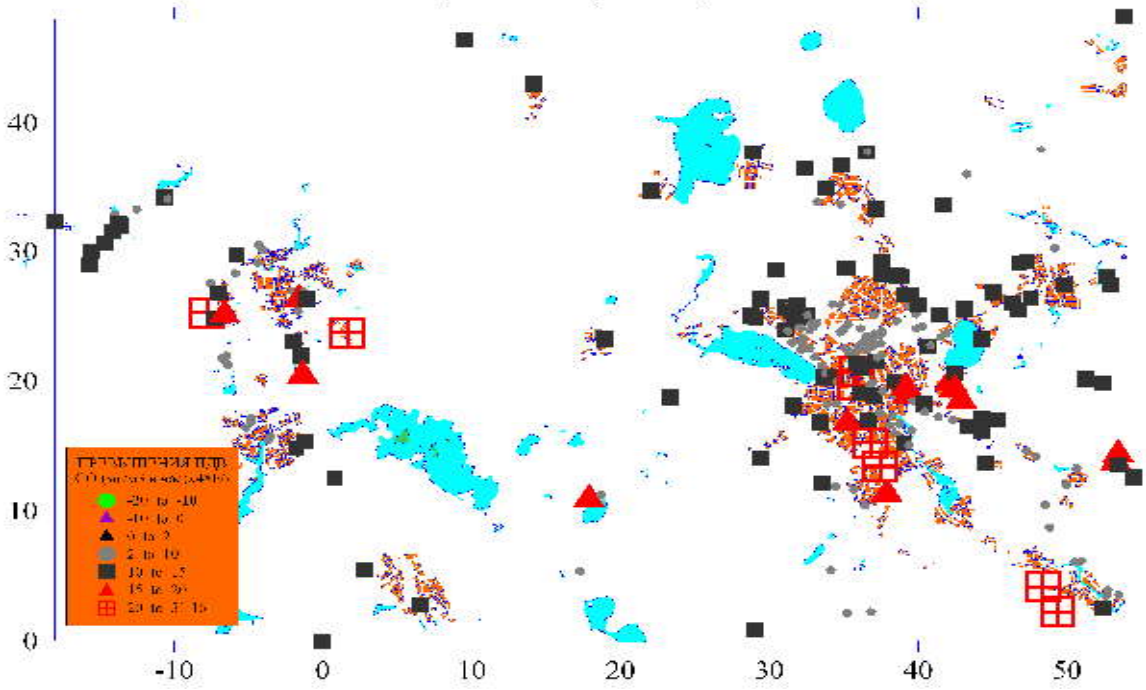
$$M^{\alpha} = \sum_{t=1}^{k} \sum_{j=1}^{m} \left[\Theta_{jt}(x,y) - \sum_{i=1}^{n} q_i \Psi_{ijt} \right]^2 + \alpha \Omega(q_i) . \qquad (14)$$

Здесь $q_i(\xi,\zeta)$ - искомые мощности выбросов i источника; $\Theta_j(x,y,t)$ - экспериментально измеряемые содержания какого-либо компонента загрязнения в j пунктах мониторинга; $\Psi_{ij}(x,y,t,\xi,\zeta,V_x,V_y)$ обозначает функцию влияния i-источника в пункте j. Выбор вида стабилизирующего функционала Ω, в данном случае, составляет определенную методическую проблему. В нашей задаче непременима, в простой форме, традиционная идея гладкости решения. Возможность применения этой идеи возникает только при предварительной сортировке источников по убыванию, или возрастанию мощностей, которые приближенно известны из официального реестра загрязнителей. Более эффективным нам представляется стабилизатор в форме квадратического функционала уклонения искомого решения от значений официального реестра загрязнителей.

$$\Omega(q_i) = \sum_{i=1}^{n} (q_i^{katalog} - q_i)^2 . \qquad (4)$$

Выбор оптимального параметра регуляризации может быть выполнен либо методом невязки, либо по численным экспериментам на тестовых задачах с известными мощностями источников и фактически используемой модели воздушного потока. На рисунках 1-2 представлены примеры решения конкретной обратной задачи распространения загрязнения для Екатеринбурга и городов-спутников, выполненные для 316 источников загрязнения по данным мониторинга 11 стационарных постов в интервале времени 200 часов.


Период 2005.05+(350-850) часов
По официальному каталогу
По динамической модели
CO (мг/м3 в час)*48E6
0
10
20
30
0
100
200
300
Порядковые номера источников загрязнения


0
10
20
30
40
-10
0
10
20
30
40
50

На рисунке 2 показан пример пространственной локализации потенциальных нарушителей ПДВ в регионе Екатеринбурга в один из периодов длительностью 200 часов. На рисунке 3 показана точность приближения фактических наблюдений моделью с упрощенными условиями переноса загрязнений. Решая серию таких обратных задач для различных периодов мониторинга, можно выявить в виде соответствующих временных рядов фактические режимы работы источников и обнаружить сверхнормативные залповые выбросы загрязнений. При реализации описанного подхода в режиме квазиреального времени, можно принять меры по дополнительной инструментальной проверке мобильными постами потенциальных нарушителей ПДВ. Численные эксперименты по решению серии обратных задач показали принципиальную возможность реконструкции нестационарного режима работы источников, подтвердили весьма неравномерный во времени режим работы источников и выявили отличие мощности выбросов от значений существующего реестра.

Основными направлениями развития методов практического решения обратных задач распространения загрязнений является, конечно, реализации общего метода на многопроцессорных компьютерах с возможностью параллельных вычислений.

Работа поддержана грантом РФФИ «Урал» № 04-01-95096 и договором П-57 с Министерством экономики, развития и науки Свердловской области.

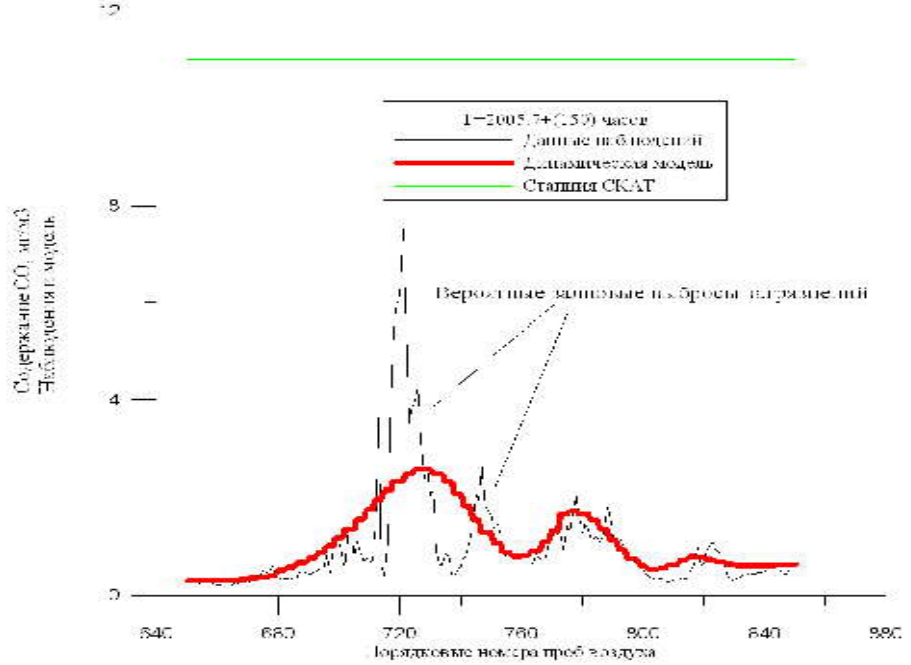


Рис. 3

К оценке точности приближения данных мониторинга динамической моделью

Литература

1. *Романов В.Г.* Обратные задачи математической физики. М.: Наука, 1984, 263 с.
2. *Самарский А.А., Николаев Е.С.* Методы решения сеточных уравнений. М.: «Наука», Главная редакция физико-математической литературы, 1978, 590 с.
3. *Тихонов А.Н., Арсенин В.Я.* Методы решения некорректных задач.- М. Наука. 1978.- 285с.
4. *Тихонов А.Н., Самарский А.А.* Уравнения математической физики. Изд.3, М.: «Наука», Главная редакция физико-математической литературы, 1966, 724 с., с.152-176.
5. *Уткин В.И., Овчаренко А.В. и др.* Отчет о научно-исследовательской работе РФФИ – «Урал» № 04-01-95096 « Динамические модели загрязнения воздушной среды в городской агломерации Екатеринбург - Первоуральск – Ревда - Дегтярск - Арамиль - Кольцово - Березовский – Среднеуральск», ИГФ УрО РАН, 2004, Екатеринбург, 2005(март), 51 с., 34 рис., 61 библ., 4 прил.; 2005 (ноябрь), 75 с., 49 рис., 4 прил.
6. *Овчаренко А.В., Белозеров А.Б., Березина С.В. и др.* Методика создания динамической модели загрязнения воздушного бассейна Екатеринбурга. Мат. III научных чтений Ю.П. Булашевича, Екатеринбург, ИГФ УрО РАН, 2005, с.44-46.
7. URL= ДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОЗДУШНОЙ СРЕДЫ http://eka-ekology.narod.ru

ИЗУЧЕНИЕ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ПО ГРАВИТАЦИОННОМУ ПОЛЮ МЕТОДОМ ОБРАТНОГО ОПЕРАТОРА

А.В. Овчаренко, С.В. Березина

Институт Геофизики УрО РАН, Екатеринбург

На основе карт мелкого (45-75E, 45-75N) и среднего масштаба (54-66E, 52-64N) дигитализацией и последующей интерполяцией на равномерные сетки созданы числовые компьютерные матрицы гравитационного и магнитного поля. Для массового истолкования этих данных разработана технология истолкования гравитационного и магнитного поля, основанная на численной инверсии оператора прямой трехмерной задачи. Инверсия оператора прямой гравиметрической задачи для вертикальной компоненты напряженности выполняется для фиксированной по глубине точки исследования и стандартной области наблюдаемого поля в форме площадной круговой палетки ограниченного радиуса. Для определения параметров резольвенты обратного оператора генерируется большое сложных сингулярно-композитных источников поля в предположении компактности центральной неоднородности и случайного распределения сторонних неоднородностей. Для каждого композитного источника рассчитывается прямая задача, которая определяет одну строку системы условных линейных уравнений для нахождения

резольвенты обратного оператора. Общая сильно переопределенная система условных уравнений приводиться по методу наименьших квадратов к системе нормальных уравнений (СНУ), далее выполнятся регуляризация СНУ по методу А.Н. Тихонова. Решение регуляризованной СНУ дает численное определение обратного оператора для выбранной фиксированной глубины. Алгоритм последовательно применяется для совокупности интересующих нас глубин (0-100 км), что в конечном итоге дает построение полного обратного оператора для трехмерной задачи. В дальнейшем определение аномальной плотности в точке на заданной глубине выполняется путем свертки резольвенты данной глубины с наблюденным полем скользящей ограниченной области. Поскольку построение обратного оператора выполняется только один раз, то расчет плотностных неоднородностей является весьма производительным и равным по скорости решению прямой задачи. На основе такой технологии и числовой модели гравитационного поля рассчитан параллелепипед плотностных неоднородностей земной коры Урала (54-66E, 52-64N) до глубин 60 км с дискретностью сетки 1(2) км. Исследована в массовом порядке морфологии наиболее крупных интрузивных массивов Платиноносного пояса Урала и уточнена структура палеозойского и мезозойского фундамента территорий обрамления Урала. Создан комплект плотностных разрезов земной коры Урала по широтным и меридиональным профилям, а также комплект карт плотностных неоднородностей для различных глубин. Ниже приводятся отдельные типичные объемные плотностные блок-диаграммы.

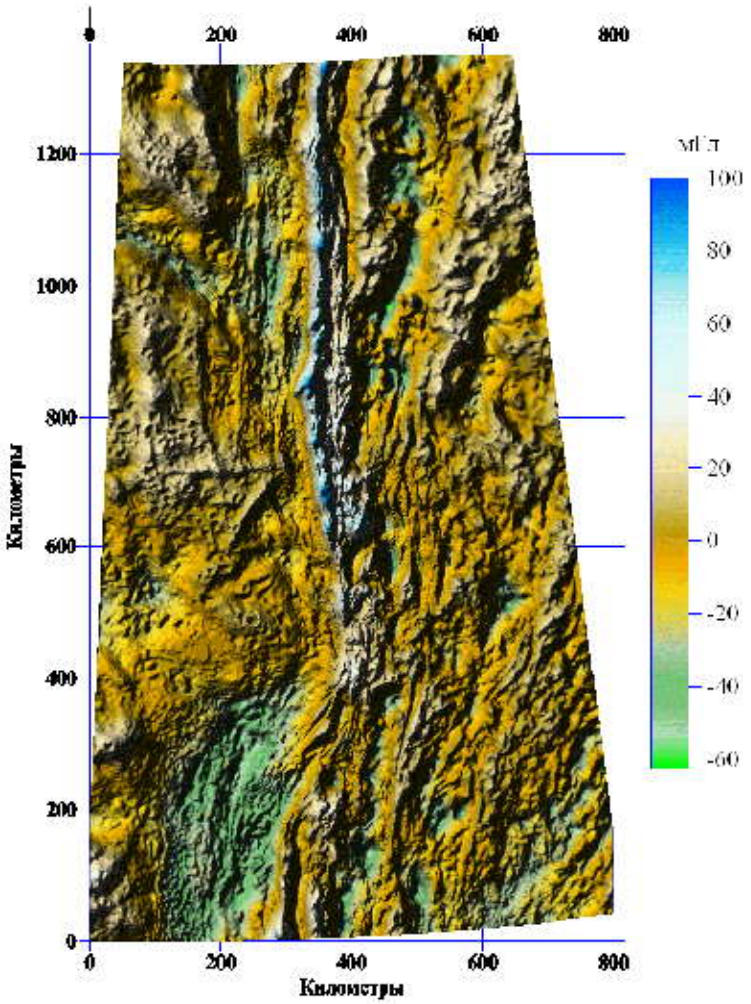


Рис. 1

Числовая модель гравитационного поля Урала
Созданная дигитализацией средне-масштабных карт в процессе исследований.

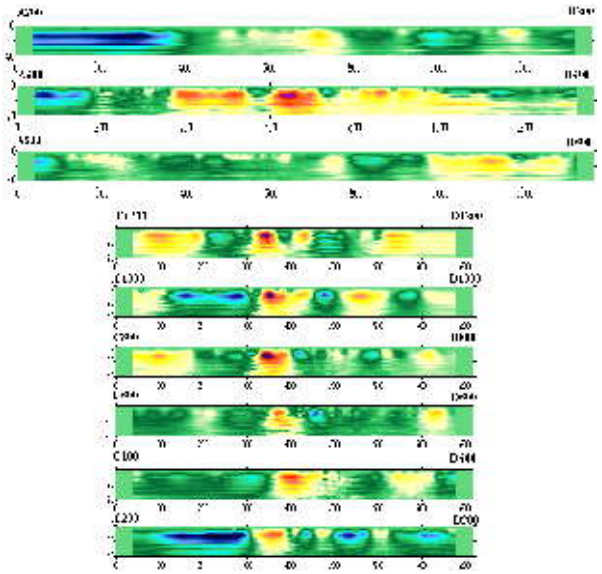


Рис.2. Плотностные разрезы по профилям указанным на рис. 1.

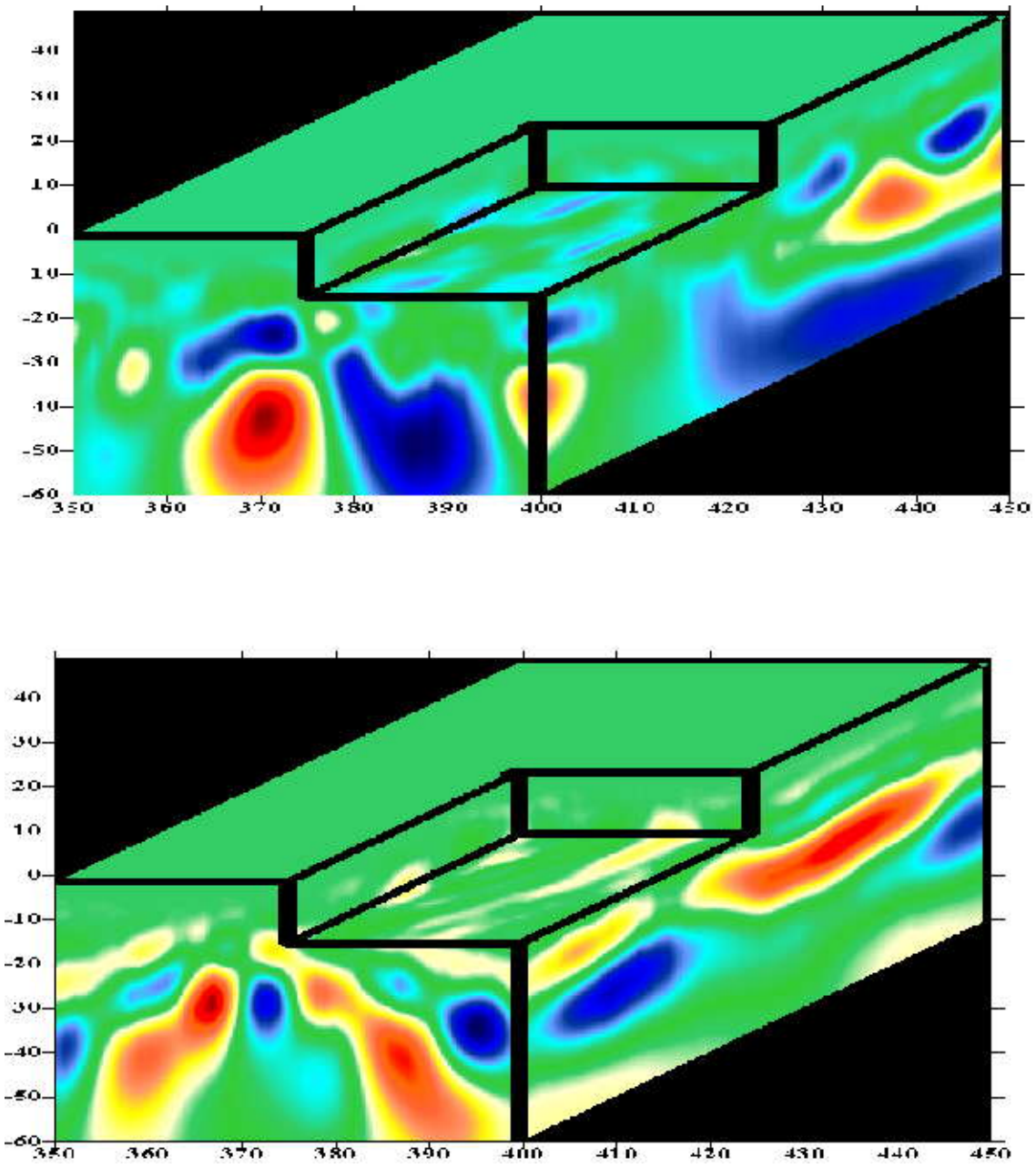


Рис.2

Примеры плотностных блок-диаграмм на основе метода обратного оператора

На основе параллелепипеда плотностных неоднородностей земной коры Урала (54-66E, 52-64N, 0-60 км, дискретность 1x1 км) вычислена карта аномалий отклонения веса вертикальных колонн земной коры от среднего значения для всей исследуемой территории. Карта аномалий плотностной нагрузки сопоставлена путем вычисления статистических гистограмм с картой высот дневной поверхности территории, с картой рельефа поверхности Мохоровичича и с картой мощности земной коры.

Исследовано динамическое поведение плотностных неоднородностей земной коры на длительном отрезке времени (тысяча лет) в переменном гравитационном поле Луны и Солнца. В структуре плотностных

неоднородностей земной коры территории выделены наиболее типичные разрезы. Для этих разрезов составлены формальные одномерные цепочки и двумерные сетки классически упругого и слабо нелинейного упругого динамического взаимодействия. Исследовалось поведение деформационных смещений в слабо переменном поле притяжения Луны и Солнца. Краевая задача для цепочек неоднородностей на основе дифференциального уравнения движения с малым нелинейным членом решалась численно. Выяснено, что при упругом взаимодействии цепочки неоднородностей система имеет слабые колебательные деформационные смещения, которые полностью контролируются лунно-солнечным приливом. При слабо нелинейном взаимодействии неоднородностей при некоторых пороговых значениях параметра нелинейности колебательные смещения внутри цепочек могут быстро преобретать нарастающую амплитуду, что приводит к разрушению вычислительного процесса. Определены необходимые условия дискретизации по времени для выполнения подобных численных сеточных расчетов. Сделан вывод о необходимости учета трехмерности задачи и изучении физически реального диапазона параметра нелинейности. Сделан предварительный вывод о принципиальной возможности перехода процесса длительного малоамплитудного колебания в неоднородной земной коре в фазу быстро развивающихся динамических явлений, приводящих к ее разрушению.

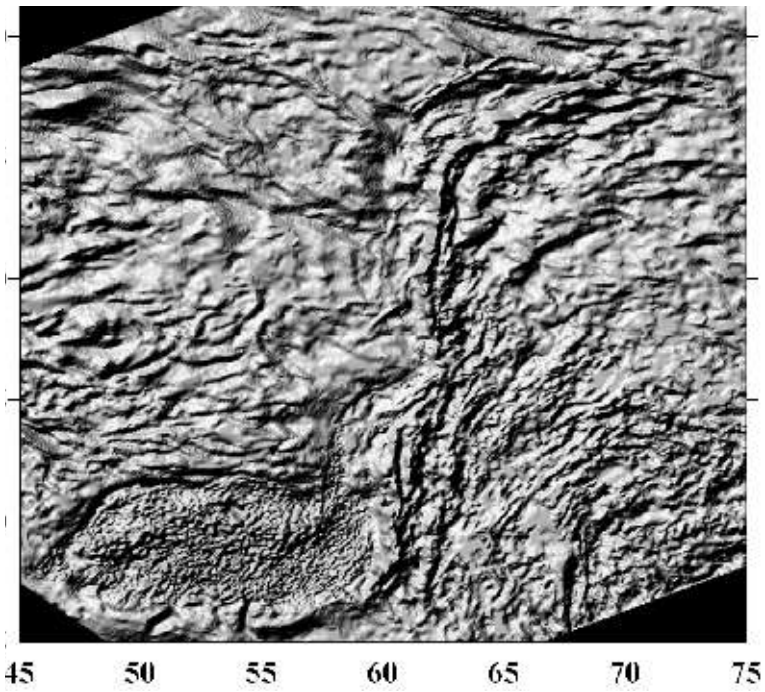


Рис.4
Теневой рельеф гравитационного поля Урала по данным дигитализации карт мелкого масштаба.

Массовый анализ созданной числовой модели магнитного поля предлагается выполнять путем пересчета его в псевдогравитационное поле и далее применять описанный метод обратного оператора.

Литература

1. *Овчаренко А.В., Березина С.В.* Построение объемных распределений плотности в земной коре Урала на основе численной инверсии оператора прямой задачи для гравитационного поля. Сб. «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Москва, ОИФЗ РАН, 2003, Статья, С.82-83

2. *Овчаренко А.В., Березина С.В.* Анализ структуры гравитационного поля Урала для целей геодинамического моделирования. Сб. «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Часть 1. Мат. 29 сессии межд. семинара им Д.Г. Успенского. Екатеринбург, УГГГА, 28.01-2.02. 2002. с. 226-230

3. *Овчаренко А.В.* Компьютерная база геополей Урала-информационная основа нового этапа в изучении земной коры региона М. // ДАН, М., МАИК, 1995, т. 342, N 5, с. 675-679.

4. *Овчаренко А.В.* Разделение геополей на компоненты с априорно заданными свойствами. //ДАН, М., МАИК 1995, т. 342, N 4, с. 537-539.

5. *Овчаренко А.В.* Компьютерная база геополей Урала-информационная основа нового этапа исследования региона. В сб. Глубинное строение и развитие Урала. Мат. Научно-производственной конференции, посв.50-летию Баженовской ГФЭ. Екатеринбург, Наука, 1996, с.136-146.

МЕТОДИКА СОЗДАНИЯ ДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОЗДУШНОГО БАССЕЙНА ЕКАТЕРИНБУРГА

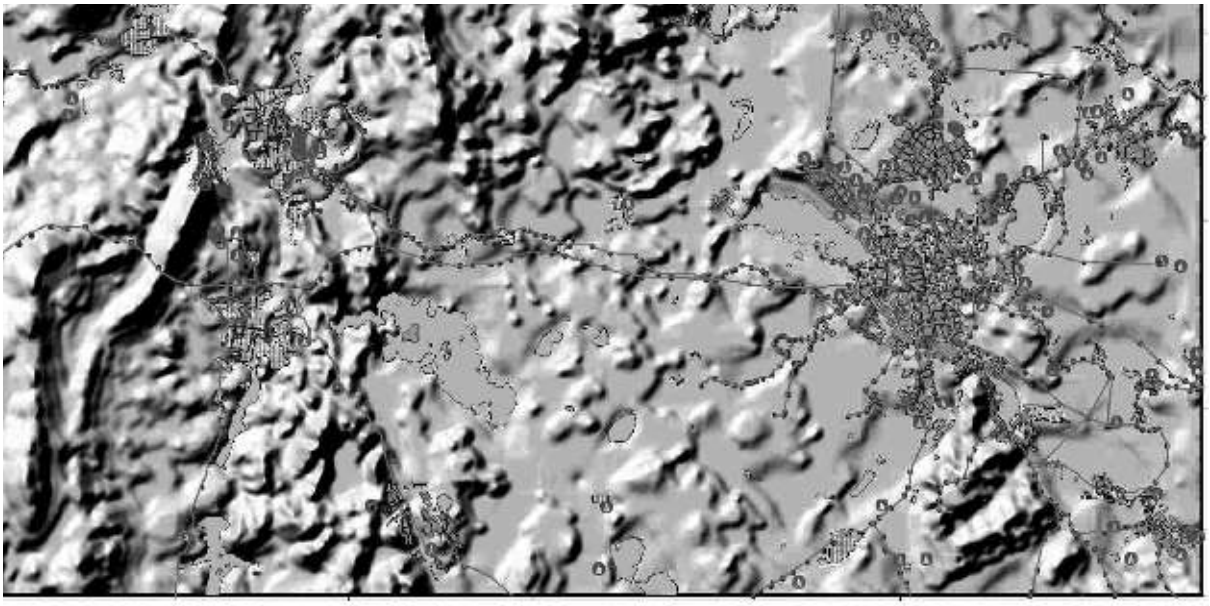
А.В. Овчаренко[1], А.Б. Белозеров[2], С.В. Березина[1], Б.Б. Зобнин[3], В.И. Уткин[1], В.О. Черванев[3].

[1]Институт Геофизики УрО РАН, Екатеринбург
[2]Росгидромет, Уральское межрегиональное территориальное управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Екатеринбург;
[3]Уральский горно-геологический университет, Екатеринбург.

Объектом исследования является приземный 200 метровый слой воздушной среды городской агломерации Екатеринбурга. Изучалась динамика загрязнения воздушного бассейна по данным мониторинга небольшого числа станций существующей сети мониторинга. Создание динамической модели в общем виде является системно сложной проблемой, включающей разнообразные аспекты физико-математического, физико-химического, технического, организационного и законодательного характера. В настоящее время проблема может быть решена только в определенных упрощенных постановках. Формальной физико-математической основой для прямой задачи являются уравнения непрерывности потока загрязнения, уравнения движения

Эйлера для воздушной среды, уравнение состояния среды и ряд краевых или граничных условий. Принимаются упрощения для переноса в приземном слое неоднородным ламинарным воздушным потоком. Неоднородное по площади поглощение загрязнений (по CO) учитывалось матрицей поглощения, созданной на основе природных ландшафтов. Решалась прямая и обратная задача распространения загрязнений. Для прямой задачи использовался фактический каталог (рис.1) объектов загрязнителей с известной мощностью выбросов. При решении обратной задачи для независимой оценки мощности объектов-загрязнителей использовались данные 11 станций мониторинга. При моделировании воздушного потока использовались данные сети метеостанций. Модель распространения загрязнений визуализирована с дискретностью 1 час в форме ряда компьютерных фильмов с большим количеством сцен. Отдельные черно-белые фрагменты одного из таких фильмов показаны на рис. 2.

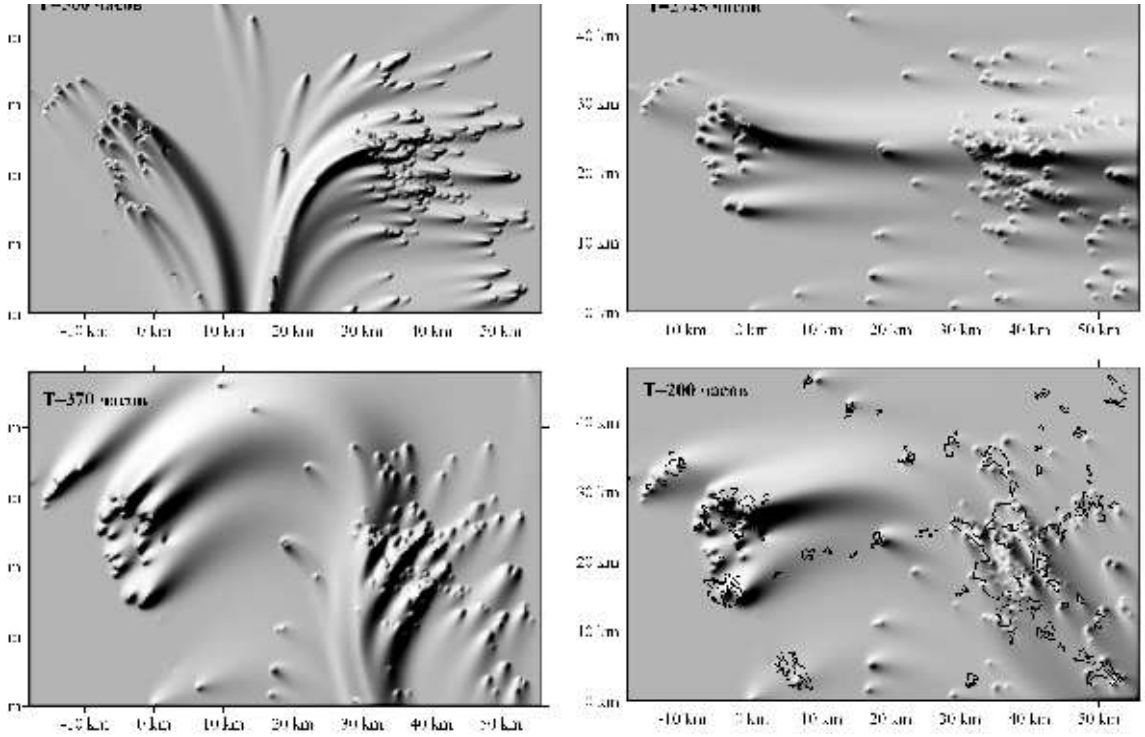
Анализ модели показал значительную зависимость воздушной среды города Екатеринбурга как от собственных загрязнителей, так и от предприятий загрязнителей в городах-спутниках. Кризисные ситуации загрязнения возникают не только в моменты хорошо изученной ранее вертикальной атмосферной инверсии, но также в моменты инверсии направления горизонтального переноса. Реализация обратных задач по идентификации мощностей источников загрязнения основана на упрощении модели воздушного потока и предположении стационарности источников за некоторый интервал времени мониторинга. Численные эксперименты по решению серии обратных задач показали принципиальную возможность реконструкции нестационарного режима работы источников, подтвердили весьма неравномерный во времени режим работы источников и выявили отличие мощности выбросов от значений существующего реестра.



Условные обозначения

городские застройки водоемы стационарные загрязнители

главные транспортные потоки


T–570 часов
T–200 часов

В 1987-95 гг. в процессе ГДП-50 по результатам общих поисков, сопровождающихся геохимическими и геофизическими работами, на Легостаевской площади в Искитимском районе Новосибирской области был обнаружен неизвестный ранее рудный район с новым для Салаира типом золото-сурьмяного и золото-сульфидного оруденения.

Геофизические и геохимические аномалии предварительно изучались картировочными (КГК-100) и отдельными поисковыми скважинами. В результате было выделено семь перспективных участков с выявленным золото-сульфидным оруденением, объединенных в единое Легостаевское рудное поле.

Оно расположено на северо-западной окраине Салаирского кряжа в лево- и правобережье р. Бердь между селами Легостаево и Старососедово. В его геологическом строении принимают участие вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения среднего кембрия-нижнего карбона прорванные малыми интрузиями и дайками разновозрастных базитов и гранитоидов. Площадь рудного поля на 90-95 % перекрыта покровными кайнозойскими отложениями мощностью 3-20 м.

Легостаевская площадь располагается в зоне сопряжения Бердско-Ельцовского поднятия и Хмелевского прогиба, на переходе доминирующих северо-восточных простираний структур к юго-западным. Основным структурным элементом площади является Калиновская антиклиналь, ядро которой сложено отложениями O_1 (южнее – и кембрия), крылья – терригенно-карбонатными осадками D_1-C_1. Основные рудопроявления и аномальные участки золото-сурьмяного и полиметаллического оруденения размещены, главным образом, ортогонально осевой поверхности в сводовой части. Серия продольных разрывных нарушений является основной и представляет собой ветвь Северо-Салаирской зоны разлома. По-видимому, эти нарушения относятся к надвиговому типу с падением плоскостей на юг и юго-восток. На границах пород с различными физическими свойствами они нередко подчеркиваются дайками диабазов и габбродиоритов, рассланцованными амфиболитами, приразломными метасоматитами. Эти нарушения осложнены, хорошо дешифрируемыми на аэрофотоснимках, многочисленными оперяющими их поперечными разломами более высоких порядков.

Летом 2005 года началось более детальное изучение площади. В состав запроектированного комплекса вошла магниторазведка масштаба 1: 2 000 в площадном и профильном вариантах. Перед этими работами ставилась задача выявления тектонических нарушений, изучения морфологии магнитовозмущающих объектов, связанных с золотым оруденением. Всего работы было изучено два площадных (Каменский и Дикушинский) участка и выполнено 40 километров профильных работ. Полученные планы изолиний ΔT представлены на рис. 1.

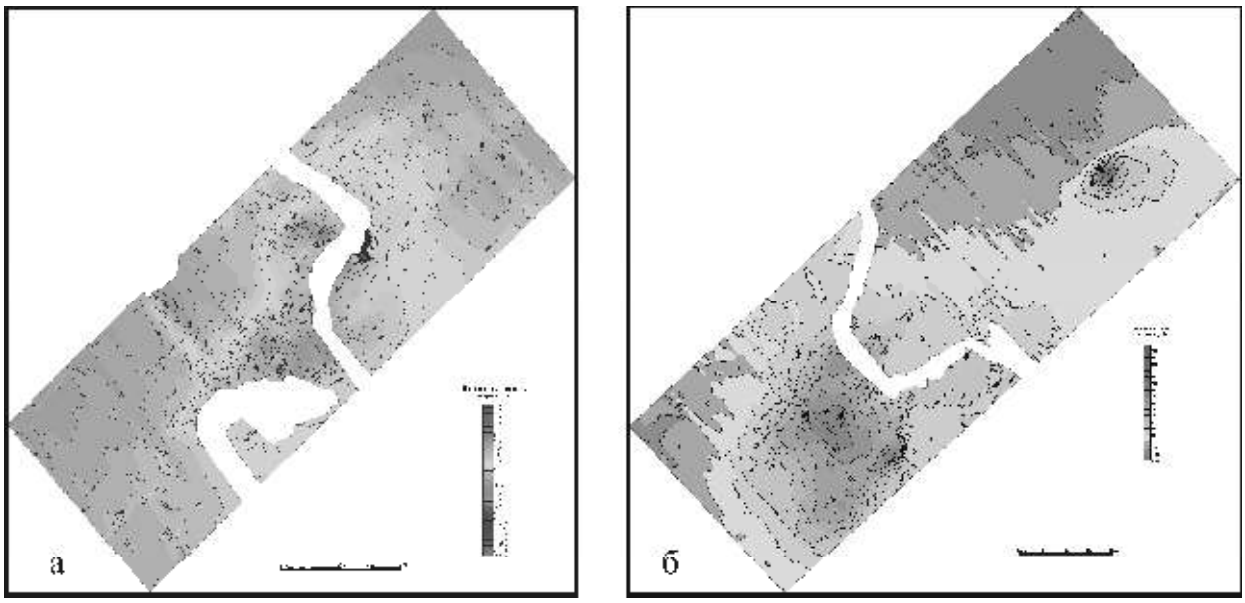


Рис. 1. Планы изолиний наблюдённого магнитного поля Легостаевской площади (а – Каменский участок; б – Дикушинский участок)

В наблюдённом магнитном поле отчётливо выделяются три аномальные зоны. Одна – в пределах Каменского участка, в центральной его части и две – в пределах Дикушинского участка. Для более детальной характеристики магнитовозмущающих объектов дизъюнктивной тектоники нами были построены планы изолиний осреднённого (рис. 2) и остаточного (рис.3) магнитного поля.

На планах изолиний осреднённого магнитного поля хорошо выделяются основные аномалиеобразующие объекты. Отмеченная пространственная приуроченность золоторудной минерализации к участкам с повышенной магнитностью позволила выделить перспективные площади, показанные на рис. 4. Причём последующие буровые работы прогноз подтверждают. В то же время, как показывают результаты выполненных буровых работ, оруденение далеко не всегда приурочено к наиболее магнитным участкам разреза. Это позволяет говорить о наличии в пределах Легостаевской площади широко проявленной объёмной зональности, связанной с формированием золотого оруденения, причём области развития пирротиновой минерализации приурочены преимущественно к фронтальной части этой зональности. Именно это и обусловило, в данном случае, достаточно высокую эффективность прогноза.

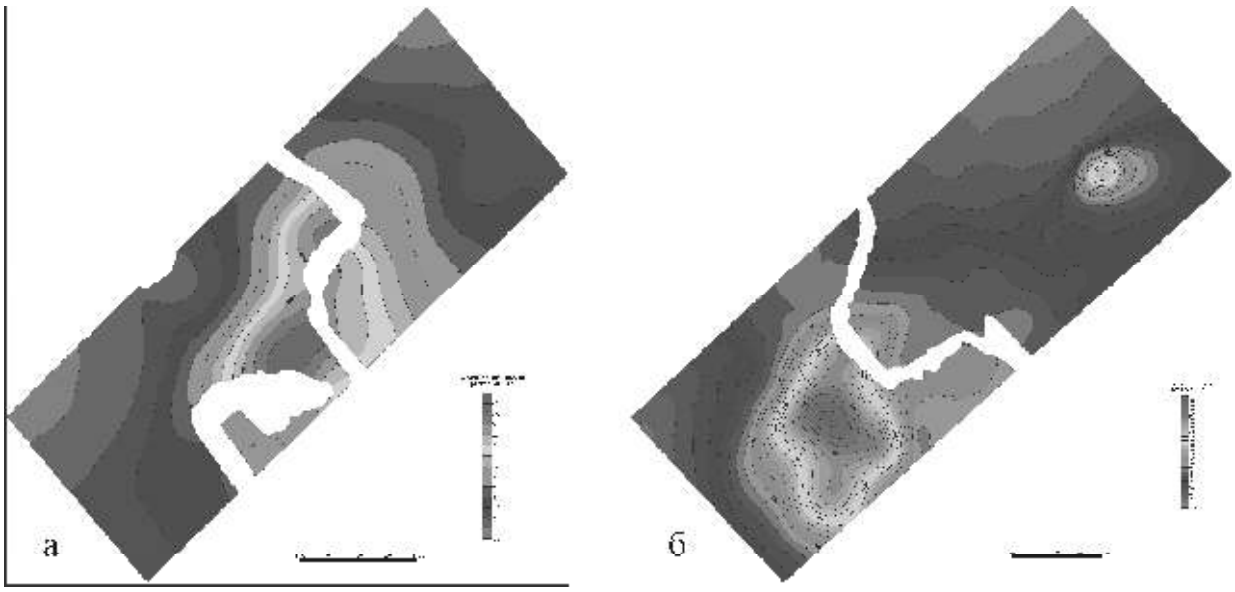


Рис. 2. Планы изолиний осреднённого магнитного поля Легостаевской площади (а – Каменский участок; б – Дикушинский участок)

Отдельно необходимо остановиться на результатах интерпретации магнитометрических данных для изучения разрывной тектоники (рис. 4).

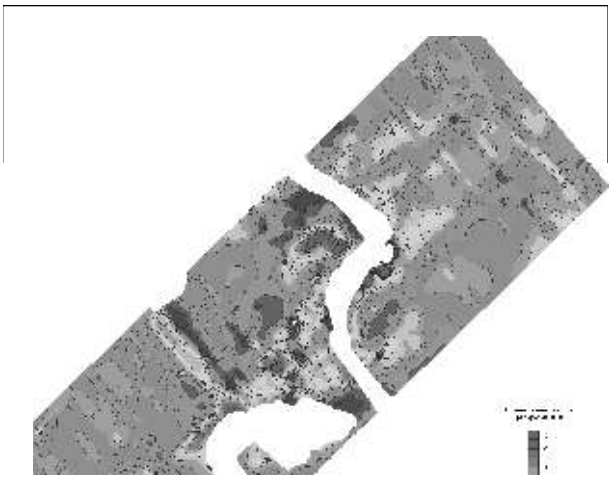
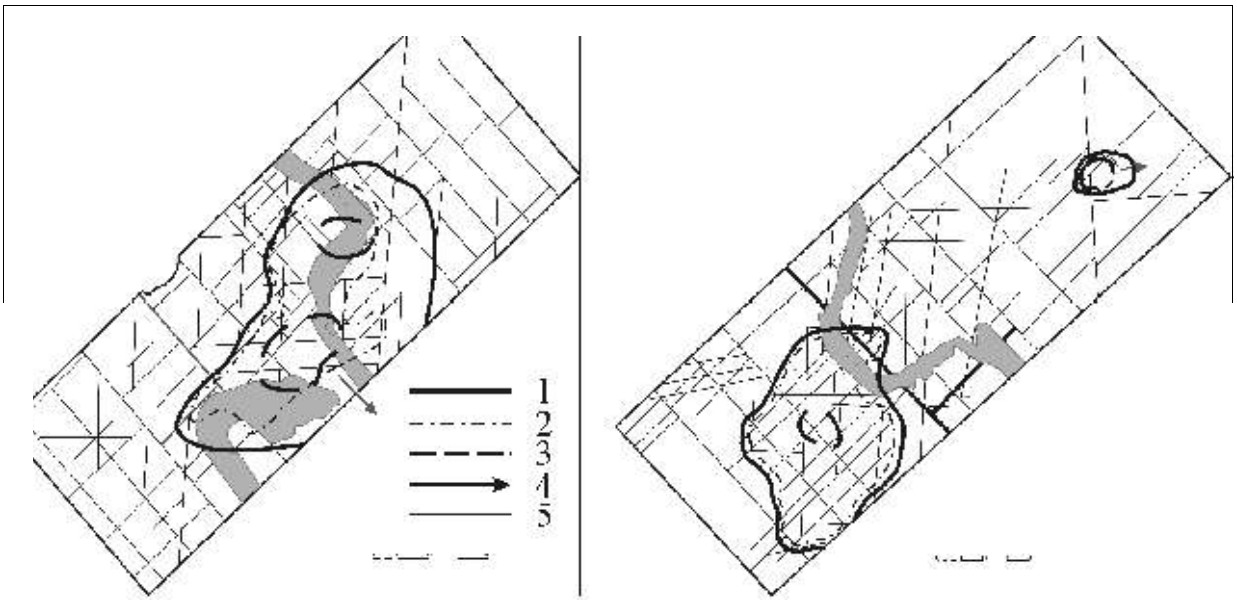


Рис. 3. Планы изолиний остаточного магнитного поля Легостаевской площади (Каменский участок)

На планах изолиний наблюдённого магнитного поля отчётливо заметны линейные нарушения структуры магнитного поля, имеющие северо-западное простирание. К сожалению, это направление совпадает с направлением профилей. В то же время, пространственный анализ этих зон, выявленных в пределах обоих участков, а также хорошо наличие проявленных, особенно на плане изолиний остаточного магнитного поля (рис. 3), тектонических нарушений северо-восточного простирания, позволяют говорить о

существовании широкой (более 1,5 км по геофизическим данным) зоны сближенных тектонических нарушений северо-западного простирания, являющихся наиболее молодыми в пределах изученной площади. Направление простирания этой зоны совпадает с направлением простирания р. Бердь.



Одним из условий эффективного применения математических методов в определенной прикладной области является учет свойственных ей характерных особенностей. Использование математического аппарата без учета этого приводит к заведомо отрицательным результатам. В полной мере это касается применения методов вероятностно - статистического подхода и алгоритмов, базирующихся на теории линейной оптимальной фильтрации, применяемых в процессе обработки и интерпретации геофизических данных.

Характерной чертой геолого - геофизических наблюдений является то, что они являются пространственно-временными, то есть любое измерение значения параметра, в общем случае, сопровождается набором атрибутов, определяющих его координаты в пространстве ***X,Y,Z*** и время наблюдения ***t***. Другой важнейшей особенностью геофизических измерений является то, что выборки, получаемые в результате наблюдений случайного параметра в различных точках наблюдения, не являются однородными и представлены набором нескольких случайных величин. Это связано с естественным изменением статистических характеристик геополей в пространстве, то есть их нестационарностью. Таким образом, изменяя состав выборки посредством отбора точек наблюдения в соответствии с их пространственным расположением, можно получать различные оценки статистических параметров и весовых коэффициентов при построении линейных оптимальных фильтров, что в итоге приводит к неоднозначности конечных результатов. Применение скользящих окон «живой» формы позволяет практически исключить эту неоднозначность.

Рассмотрим эволюцию алгоритмов, использующих скользящие окна. Одним из первых можно считать алгоритм расчета среднего в скользящем окне вдоль профиля. Этот алгоритм, с одной стороны, позволяет получать оценку статистического параметра (среднего значения) вдоль профиля, с другой, реализует простейший линейный фильтр. Уже в этом, простейшем случае отмечаются недостатки, которые связаны с нестационарностью геофизических наблюдений, даже вдоль отдельного профиля наблюдений. Эти недостатки сводятся к появлению ложных аномалий на краях существующих при решении задач фильтрации и в наличии сильной зависимости оценки среднего значения от размеров скользящего окна. С появлением алгоритмов, базирующихся на применении двумерных скользящих окон фиксированного размера, отмеченные выше недостатки стали более заметными. Кроме этого появились и новые. Это сильное искажение формы аномалий, вытянутых вдоль определенного направления при использовании двумерных оптимальных фильтров, ошибки, возникающие при оценке статистических и спектрально-корреляционных характеристик геополей, связанные с неправильным выбором параметров двумерных скользящих окон, краевые эффекты и т.д.

Сказанное выше привело к тому, что в конце 80-х годов популярность алгоритмов в скользящих окнах резко снизилась, а количество разработок в этом направлении уменьшилось. Очевидно, что низкая эффективность применения этих алгоритмов связана не самой возможностью применения методов, базирующихся на достижениях теории статистических оценок,

линейной оптимальной фильтрации в процессе обработки и интерпретации геофизических наблюдений, а с несовершенством реализующих их алгоритмов, в которых не учитывались особенности геофизических полей, среди которых одной из основных является их нестационарность.

Одним из первых алгоритмом, в котором, чисто интуитивно, была предпринята попытка учета площадной нестационарности наблюдаемых геополей, можно считать метод самонастраивающейся фильтрации [1]. В алгоритме решалась задача обнаружения слабых линейных аномалий на основе оценки статистики Хоттелинга в скользящем двумерном вращающемся окне. В середине 80-х годов был предложен модифицированный алгоритм энергетической фильтрации (О.А.Кучмин, А.В.Эрастов, МГРИ). В алгоритме предлагалась реализация энергетического фильтра, учитывающая простирание аномалий и изменение корреляционных характеристик сигнала и помех по площади непосредственно в процессе фильтрации. В начале 90-х годов, в компьютерную технологию «КОСКАД 3D» был включен модуль «Двумерная адаптивная фильтрация» [2], ориентированный на корректную фильтрацию именно нестационарных геополей, посредством автоматической настройки параметров фильтра (высота, ширина, наклон окна, весовые коэффициенты) к изменению спектрально - корреляционных свойств аномалий и помех по площади непосредственно в процессе фильтрации. Использование адаптивных фильтров позволило резко повысить качество результатов фильтрации и исключить негативные эффекты, свойственные неадаптивным фильтрам [3]. На основе технологии, которая применялась при построении двумерных адаптивных фильтров, был разработан и алгоритм для оценки статистических и спектрально-корреляционных характеристик геополей в окнах с изменяющимися размерами и наклоном.

Дальнейшее совершенствование алгоритмов, использующих динамические скользящие окна (то есть окна меняющие свои размеры и наклон), привело к созданию алгоритмов, базирующихся на анализе информации в скользящих окнах «живой» формы.

С целью лучшего понимания существа алгоритма скользящего окна «живой» формы рассмотрим блок схему одномерного или профильного вариант этого алгоритма [2]:

1.На первом шаге осуществляется оценка радиуса корреляции $\boldsymbol{r_0}$ *для всего профиля.*

2.По радиусу корреляции выбирается размер так называемого базового окна $\boldsymbol{m_b=2r_0}$ *,который заведомо больше ширины наиболее протяженных (энергоемких) аномалий на профиле.*

3.Базовое окно размещается в левом углу профиля и по значениям, которые попадают в него, оценивается автокорреляционная функция $\boldsymbol{R(m)}$.

4.Далее, из всех точек, попадающих в базовое окно для оценки статистического параметра или осуществления процедуры свертки в алгоритмах фильтрации, отбираются лишь те точки, которые коррелируются с центральной точкой окна (рис.1). То есть, если точка удалена от центральной в базовом окне на $\boldsymbol{n}$ *пикетов и при этом значение* $\boldsymbol{R(n) > 0.1}$, *она включается в окно «живой» формы, в противном случае она не входит в него.*

5.Базовое окно смещается на один пикет вдоль профиля и повторяются третий и четвертый шаги алгоритма.

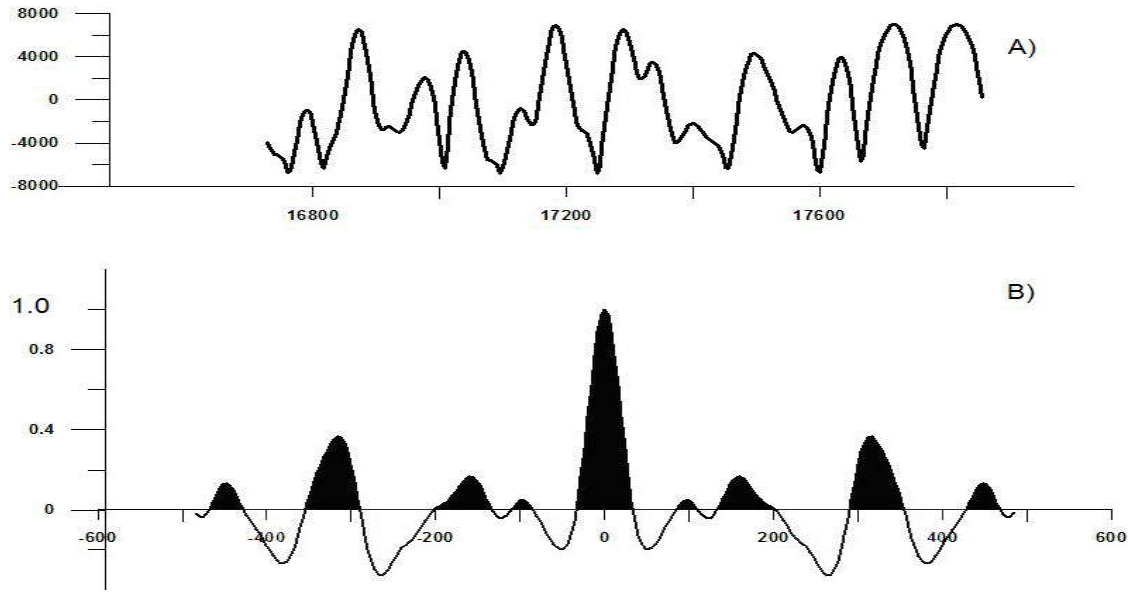


Рис.1. А).Отрезок профиля, попадающий в базовое окно.
В).Соответствующая ему автокорреляционная функция R(m.)
Черным цветом выделены области, в которых значения коррелируются со значением в центральной точке базового окна и, соответственно, попадают в выборку или участвуют в свертке при фильтрации.

Таким образом, в окно «живой» формы (по существу выборку для оценки статистического параметра или множество точек, участвующих в свертке при фильтрации) могут попадать точки, расположенные, как вблизи от центральной точки, так и точки, удаленные от нее на любое расстояние в пределах базового окна. Критерием являются соответствующие значения автокорреляционной функции ***R(m),*** которые отражают корреляционную связь конкретной точки с центральной точкой окна.

В двумерном случае принципиальная схема алгоритма не меняется. По двумерной автокорреляционной функции оцениваются размеры двумерного базового окна, затем в скользящем базовом окне рассчитывается двумерная автокорреляционная функция ***D(m,p)***. В качестве критерия для включения точки в двумерное окно «живой» формы используются соответствующие значения двумерной автокорреляционной функции ***D(m,p)***, рассчитанной по точкам, попадающим в двумерное базовое окно.

Серьезной проблемой при реализации двумерного варианта стало то, что даже для самого простого алгоритма с использованием двумерных окон «живой» формы (например, для оценки среднего значения) требуются огромные вычислительные ресурсы, связанные с необходимостью вычисления двумерной автокорреляционной функции ***D(m,p)*** в окрестностях базового окна каждой анализируемой точки поля. Тестирование показало, что современные персональные компьютеры достаточно высокой производительности не способны реализовать предложенную вычислительную схему для сетей средних размеров за технологически оправданное время. Для решения

проблемы был предложен и реализован оригинальный алгоритм рекурсивного пересчета ***D(m,p)*** при смещении базового окна вдоль профилей [2].

Практическая реализация алгоритма скользящего окна «живой» формы положило началу разработке качественно новых версий большого числа алгоритмов, которые базируются на использовании скользящих окон фиксированного размера и даже скользящих окон с изменяющимися параметрами. Появилась возможность «реставрации» алгоритмов, в которых не удавалось на высоком качественном уровне реализовать множество оригинальные интерпретационных методов, которые, в связи с этим, были практически утрачены. Кроме этого, наличие процедуры скользящего окна «живой» формы открывает перспективы для реализации широкого спектра новых алгоритмов, предполагающих использование оконных процедур.

В компьютерной технологии «КОСКАД 3D» сегодня насчитывается более десятка программных модулей, использующих алгоритм окна живой формы. По характеру решаемых с их помощью задач, их можно объединить в четыре группы.

В первую группу входят модули, предназначенные для **оценки статистических, градиентных и спектрально-корреляционных характеристик** геополей в скользящих окнах «живой» формы. Возможность получения надежных и достоверных оценок этих характеристик повышает эффективность их интерпретации.

Вторая группа объединяет процедуры, реализующие широкий спектр **одномерных и двумерных фильтров** в скользящих окнах «живой» формы. Их применение, позволяет решать широчайший спектр задач с использованием фильтрации во временной области.

В третью группу включены модули, ориентированные на **статистическое зондирование геополей**. Под статистическим зондированием понимается оригинальный подход к оценке изменения статистических, градиентных и корреляционных характеристик поля с глубиной на основе их вычисления в скользящих окнах «живой» формы с равномерно увеличивающимися размерами базового окна.

И, наконец, третья группа включает модули, позволяющие **оценивать параметры аномалиеобразующих** объектов, на основе полосовой фильтрации в окнах «живой» формы.

Полная совокупность этих программ получила название технологии анализа геополей в скользящих окнах «живой» формы, позволяющей решать широкий спектр задач по обработке и интерпретации геолого-геофизической информации.

Литература

1. *Демура Г.В., Лукина О.П., Никитин А.А.* Выделение геофизических аномалий с помощью самообучающихся фильтров. Изв. Вузов. Геология и разведка 1973, №9, стр. 103-109.
2. Компьютерная технология «КОСКАД 3D».Документация.
3. *Петров А.В.* Алгоритм адаптивной энергетической фильтрации профильных геофизических наблюдений. Геология и разведка. № 1, 1994 стр.121-130.

ОБРАТНАЯ ЗАДАЧА АКТИВНОЙ ИНТЕГРАЛЬНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОМПЛЕКСА ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ

ДАННЫХ ДЛЯ ПРОИЗВОЛЬНОГО КОЛИЧЕСТВА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

А.П. Петровский, Т.А. Федченко

НТФ «БИПЕКС лтд.»

Технологии интерпретации комплекса геолого-геофизических данных в рамках математической модели активной интегральной интерпретации основаны на схемах совместного решения обратных задач геофизики в критериальной (по А.И.Кобрунову) постановке, в том числе и для случая совместного решения нескольких обратных задач. Однако, при формулировании критерия связи между моделями для различных методов, а также построении схемы совместного решения рассматривалась пара методов, например, решение обратной структурной задачи сейсмогравиметрии.

Рассмотрим расширение указанной схемы активной интегральной интерпретации на случай использования произвольного количества геофизических методов.

Следуя А.И.Кобрунову, постановка обратной задачи активной интегральной интерпретации комплекса из N геофизических методов можно записать в следующем виде

$$\begin{cases} A_i(\xi_i(\mathbf{x})) = u_i(s) \\ J(\xi_i(\mathbf{x})) \Rightarrow \min \\ i = 1 \div N \end{cases}, \qquad (1)$$

где $u_i(s)$ - измеренные геофизические поля, $\xi_i(\mathbf{x})$ - искомые параметры геолого-геофизической модели по i-тому методу, $A_i(.)$ - в общем случае нелинейные операторы отображающие метрическое пространство моделей по i-тому методу $\overline{\xi(\mathbf{x})} = \{\xi_1(\mathbf{x}), \xi_2(\mathbf{x}), ..., \xi_N(\mathbf{x}) : \xi_i(\mathbf{x}) \in X\}$ в пространства полей $u_i(s) \in Y_i$, $J(\xi_i(\mathbf{x}))$ - строго выпуклый по всем параметрам $\xi_i(\mathbf{x})$ функционал, регулирующий свойства искомых моделей и представляющий собой меру уклонения между ними.

В приведенной постановке существенное значение имеет выбор вида функционала, который обеспечивал бы нахождение решения в виде совокупности моделей $\xi_i(\mathbf{x}), i = 1 \div N$, а при благоприятных условиях единственной модели $\xi_1(\mathbf{x}) = \xi_2(\mathbf{x}) = ... = \xi_N(\mathbf{x}) = \xi(\mathbf{x})$.

Рассмотрим критерий, который обладает необходимыми свойствами, и порождает итерационные процедуры решения (1) на основе схем решения обратных задач геофизики для отдельных методов.

Рассмотрим каждую из моделей $\xi_i(\mathbf{x}), i = 1 \div N$ как точку пространства моделей X. Тогда можно задать выпуклое множество Ω такое, чтобы любая из моделей принадлежала либо этому множеству $\xi_i(\mathbf{x}) \in \Omega$ либо его границе $\xi_i(\mathbf{x}) \in \overline{\Omega}$. Выберем некоторую модель $\xi_0(\mathbf{x})$, называемую в дальнейшем центральной, положение которой в множестве Ω задается соотношением

$$\xi_0(\mathbf{x}) = \frac{\sum_i^N q_i \cdot \xi_i(\mathbf{x})}{\sum_i^N q_i}, \qquad (2)$$

где $q_i \in [0,1]$ - коэффициенты, определяющие априорный вклад каждой из моделей в положение $\xi_0(\mathbf{x})$. Очевидно, что при $q_i = 0$ вклад соответствующей модели отсутствует, а при $q_i = 1$ такой вклад будет максимальным.

Зададим теперь функционал $J(\overline{\xi(\mathbf{x})} - \xi_0(\mathbf{x}))$ как сумму расстояний между всеми моделями $\xi_i(\mathbf{x})$ и центральной моделью $\xi_0(\mathbf{x})$

$$J(\overline{\xi(\mathbf{x})} - \xi_0(\mathbf{x})) = \begin{bmatrix} J(\xi_1(\mathbf{x}) - \xi_0(\mathbf{x}))^2 + J(\xi_2(\mathbf{x}) - \xi_0(\mathbf{x}))^2 + ... + \\ J(\xi_{N-1}(\mathbf{x}) - \xi_0(\mathbf{x}))^2 + J(\xi_N(\mathbf{x}) - \xi_0(\mathbf{x}))^2 \end{bmatrix}^{1/2} = \left[\sum_i^N J(\xi_i(\mathbf{x}) - \xi_0(\mathbf{x}))^2 \right]^{1/2}. \qquad (3)$$

Отличительной особенностью этого функционала является то, что своего минимума относительно величины $\overline{\xi(\mathbf{x})}$ он достигает в случае, если совокупность моделей $\overline{\xi(\mathbf{x})}$ порождает центральную модель определенную в (2), и эта модель совпадает с $\xi_0(\mathbf{x})$.

Учитывая свойства критерия (3) запишем итерационный процесс, доставляющий решение задачи (1)

$$x_0(\mathbf{x}) = \xi_0(\mathbf{x}) = \frac{\sum_i^N q_i \cdot \xi_i(\mathbf{x})}{\sum_i^N q_i};\ u_i = u_i(s);\begin{cases} x_i^{n+1}(\mathbf{x}) = x_i^n(\mathbf{x}) + \alpha_i^n \mathbf{K}_i(x_i^n(\mathbf{x}), x_0^{n-1}(\mathbf{x}))\varphi_i^n \\ \varphi_i^n = (A_i(x_i^n(\mathbf{x})) - u_i) \\ x_0(\mathbf{x}) = \dfrac{\sum_i^N q_i \cdot x_i(\mathbf{x})}{\sum_i^N q_i} \end{cases}, \qquad (4)$$

$$\alpha_i^n = -\frac{\left\langle \varphi_i^n \middle| A_i^{/}(x_i^n(\mathbf{x}))\mathbf{K}_i(x_i^n(\mathbf{x}), x_0^n(\mathbf{x}))\varphi_i^n \right\rangle}{\left\| A_i^{/}(x_i^n(\mathbf{x}))\mathbf{K}_i(x_i^n(\mathbf{x}), x_0^n(\mathbf{x}))\varphi_i^n \right\|^2} \quad \xi_i(\mathbf{x}) = x_i(\mathbf{x})\ i = 1 \div N,\ \textit{если}\ i = 0,\ \textit{то}\ i = N$$

Для доказательства сходимости процесса (4) покажем, что на каждой итерации величина $J(\overline{\xi(\mathbf{x})} - \xi_0(\mathbf{x}))$ по крайней мере не увеличиваться.

Следуя (4), зададимся некоторой априорной начальной моделью $\xi_0(\mathbf{x})_0$ и получим для нее, на основе решения пометодных обратных задач, начальную совокупность моделей $\overline{\xi(\mathbf{x})_0} = \{\xi_1(\mathbf{x})_0, \xi_2(\mathbf{x})_0, ..., \xi_N(\mathbf{x})_0 : \xi_i(\mathbf{x})_0 \in X\}$, каждая их которых будет принадлежать своему классу эквивалентности $\xi_i(\mathbf{x})_0 \in \mathrm{E}_i = \{\xi_i(\mathbf{x}) : A(\xi_i(\mathbf{x})) = u_i\}$ с величиной функционала

$$J^0(\overline{\xi(\mathbf{x})_0} - \xi_0(\mathbf{x})_0). \qquad (5)$$

Используя соотношение (2) получим новую центральную модель $\overline{\xi_0(\mathbf{x})_1} = \{\xi_1(\mathbf{x})_1, \xi_2(\mathbf{x})_1, ..., \xi_N(\mathbf{x})_1 : \xi_i(\mathbf{x})_1 \in X\}$ по определению полностью принадлежащую множеству Ω с функционалом $J_1(\overline{\xi(\mathbf{x})_0} - \xi_0(\mathbf{x})_1)$ для которого

$$J_1(\overline{\xi(\mathbf{x})_0} - \xi_0(\mathbf{x})_1) \le J^0(\overline{\xi(\mathbf{x})_0} - \xi_0(\mathbf{x})_0), \qquad (6)$$

где с учетом свойств функционала знак равенства выполняется только в случае если $\xi_0(\mathbf{x})_1 = \xi_0(\mathbf{x})_0$.

Теперь для полученной модели $\xi_0(\mathbf{x})_1$ в соответствии с итерационным процессом (4) построим новую последовательность моделей $\overline{\xi(\mathbf{x})_2}$. При этом, в случае если $\xi_0(\mathbf{x})_1 \notin \overline{\mathrm{E}} = \{\mathrm{E}_i, i = 1 \div N\}$, каждая из пометодных моделей $\xi_i(\mathbf{x})_2$ будет являться проекцией $\xi_0(\mathbf{x})_1$ на соответствующий выпуклый класс эквивалентности E_i. Отсюда на каждом из шагов итерационного процесса (4) для каждого из методов будем иметь

$$J_2(\xi_i(\mathbf{x})_2 - \xi_0(\mathbf{x})_1) \le J_1(\xi_i(\mathbf{x})_1 - \xi_0(\mathbf{x})_1) \qquad (7)$$

откуда следует, что

$$J_2(\overline{\xi(\mathbf{x})_2} - \xi_0(\mathbf{x})_1) \le J_1(\overline{\xi(\mathbf{x})_1} - \xi_0(\mathbf{x})_0), \qquad (8)$$

что и требовалось доказать.

При этом, признаком окончания итерационного процесса является выполнение условия в (8) как равенства. Правомочность приведенных утверждений можно графически продемонстрировать на примере решения задачи интегральной интерпретации комплекса из двух и трех методов

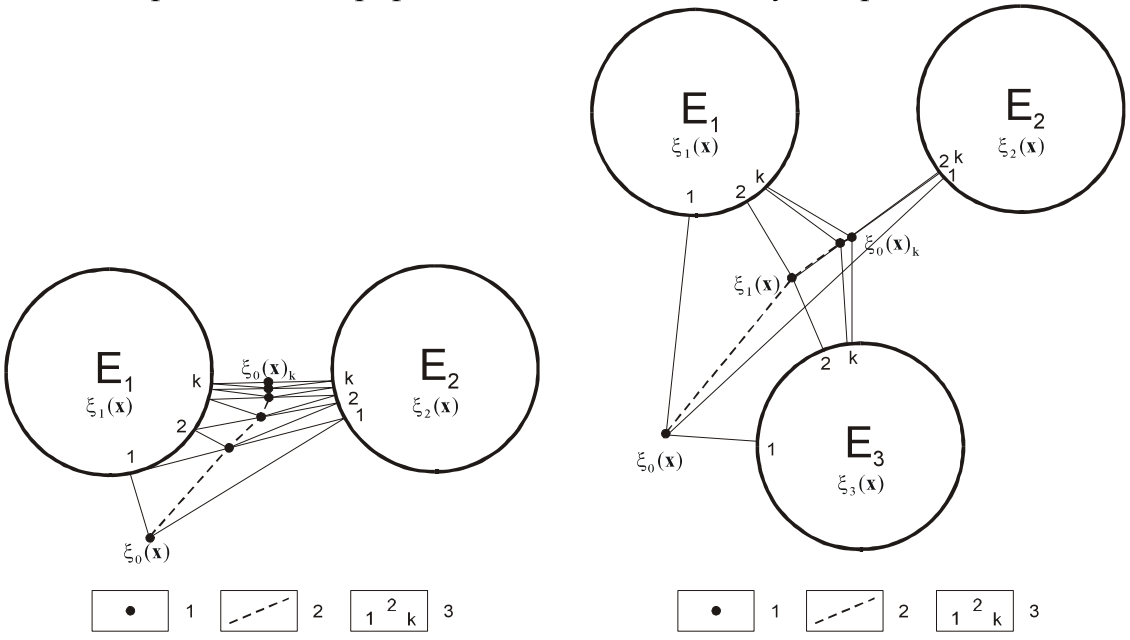


Рис. 1. Иллюстрация сходимости итерационного процесса для случая решения обратной задачи интегральной интерпретации для двух и трех методов: 1 – начальное приближение и центральные модели на различных этапах итерационного процесса; 2 –траектория движения центральной модели; 3 – пометодные модели на различных этапах итерационного процесса.

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ ИСТОЧНИКОВ КИМБЕРЛИТОВОГО И ЛАМПРОИТОВОГО МАГМАТИЗМА
(НА ПРИМЕРЕ ПРИАЗОВСКОГО МЕГАБЛОКА УКРАИНСКОГО ЩИТА)

П.И. Пигулевский[1], В.М. Кичурчак[1], А.Л. Довбнич[1], М.М. Довбнич[2]

[1] Днепропетровская геофизическая экспедиция «Днепрогеофизика»
[2]Днепропетровский национальный горный университет

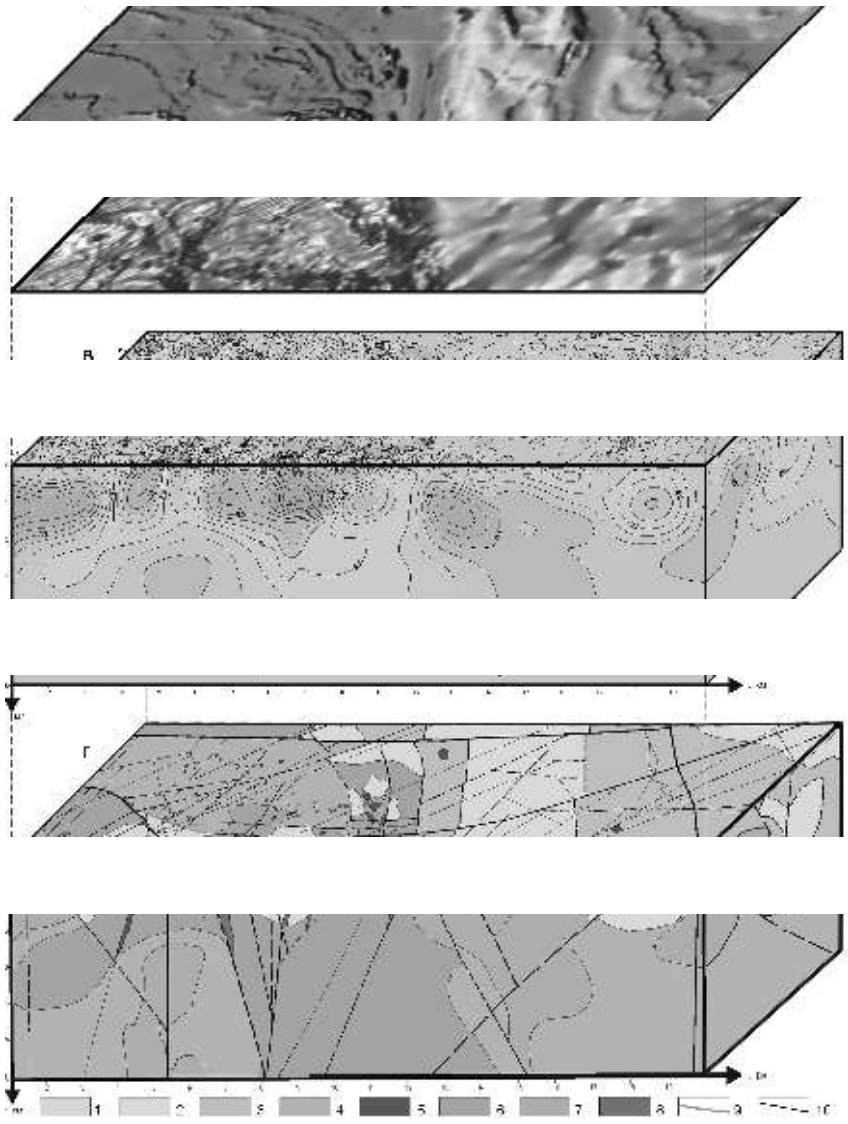
Комплексные задачи геолого-геофизических исследований при поисках источников кимберлитового и лампроитового магматизма в пределах Приазовского мегаблока Украинского щита (УЩ) Восточноевропейской платформы решались путем анализа, комплексной обработки и интепретации имеющихся геолого-геофизических материалов (гравиразведки, магниторазведки, электроразведки, геологических данных, аэро- и космосъемки, дневного рельефа) на формальном и неформальном уровнях с применением систем современных методов обработки информации, которые используют новейшие компьютерные технологии.

На начальной стадии выполнения работ была построена качественная геофизическая основа, от уровня которой зависела „добротность" составления результативных и специальных геолого-геофизических карт и получения необходимых результатов. При составлении схемы комплексной интерпретации использовались как традиционные способы качественной интерпретации: определение контактов аномалиеобразующих объектов на основе анализа карты остаточных аномалий Δg_a и их уточнения по картам Vxz, Vyz, магнитному полю, так и современные методы с применением специализированной геоинформационной системы РАПИД (ГИС РАПИД – Бусыгин Б.С. и др.) для кластеризации полей и прогнозирования (обнаружения) тел трубчатого типа, моделирование гравимагнитных полей для получения объемной модели площади исследований (программы: IGM – Левашов С.Н. и др., ADGM-3D – Кочнев В.А. и др.).

Кроме анализа геофизической информации, для выявления потенциально благоприятных участков проявления кимберлитового и лампроитового магматизма было проведено дешифрирование аэро-космоснимков и морфоструктурный анализ гипсометрического плана современного рельефа. По данным интерпретации этих материалов в пределах площади выделено 15 овально-кольцевых структур.

Прогнозная оценка распространения кимберлитового и лампроитового магматизма выполнялась по геолого-геофизическим признакам с помощью ГИС РАПИД, использующей методы распознавания образов и обработки изображений [2], позволяющие решать широкий класс задач обработки, анализа и комплексной интерпретации данных при геолого-геофизическом прогнозировании. При помощи ГИС, с использованием внешних и внутренних эталонов, были оконтурены прогнозируемые объекты.

Глубинное строение площади изучалось по данным моделирования гравитационного поля и „гравитационного зондирования” [1]), что позволило авторам построить детальные разрезы и объемную геолого-геофизическую модель (рис. 1).



ареал распространения примыкает к Орехово – Павлоградской шовной зоне и имеет размеры: 45 км в северо-западном и 30 км в северо-восточном направлениях. Вторая площадь развития эклогитовой мантии имеет сигарообразную форму и размещена в юго-западной и центральной частях мегаблока. Ее простирание северо-восточное, длина – 150 км, ширина – 35-50 км. Она развита в северо-западной части изученной площади. Под площадью исследований наблюдаем развитие эклогитовой (северо-западная) и перидотитовой (юго-восточная часть) мантии, а, в целом, она попадает в контур распространения амфолит-вебстеритовой мантии.

Андреевский купол расположен в северо-восточной части Салтычанского антиклинория, структуры первого порядка в масштабе Приазовского мегаблока УЩ. Диаметр купола ~ 10 км. Он вытянут в северо-западном направлении. Сложен породами верхнетокмакской толщи западноприазовской серии. В его строении принимают участие граниты, диориты, гранодиориты и ультрабазиты. Ультрабазиты новосельской ассоциации и коларовского комплекса (лампроиты оливиновые, кимберлиты флогопит-оливиновые, горнблендиты, лампроиты оливин-амфибол-флогопитовые, оливин-ортопироксен-флогопит-амфиболовые, оливиниты, перидотиты, пироксениты) образуют в основном мелкие, реже крупные массивы (рис. 1) и пластообразные тела.

В краевых частях купола встречаются агматиты по амфиболитам, пегматиты. Здесь отмечаются участки переориентирования простирания пород, которые фиксируются на картах Za масштабов 1:10 000 и 1:25 000 разным направлением магнитных аномалий, которые не подчиняются преобладающему простиранию поля. В магнитном поле купол выделяется линейными положительными и отрицательными аномалиями, оси которых в плане образуют круглую структуру. В северо-западной части купол не замыкается, а аномалии имеют северо-западное простирание. Вызвано это тем, что геологическое строение северной части купола усложнено широтными и субширотными разломами, к которым приурочены массивы диоритов и гранодиоритов. Характерной особенностью купола есть наличие центрального максимума силы тяжести амплитудой 0,3-0,5 мГал, окаймленного локальными максимумами до 0,5мГал.

На рис.1 показано строение Андреевского купола Салтычанской антиформы, Сорокинской ЗКС и Титовской антиклинали. Нижняя граница распространения интрузий ультраосновных пород здесь колеблется от 2,7 - 3,0 км в пределах Андреевского купола, до 0,7 - 1,6 км – в пределах Титовской антиклинали. Углы падения интрузивных тел составляют, преимущественно, 75-90°, за исключением двух тел на северо-востоке площади с углами – 45-50°. В пределах разреза хорошо видны параметры и конфигурация всех разуплотненных и плотных образований. По линии разреза горизонтальная мощность обиточненских гранитов составляет 6,0 км. В его ядре находятся более

молодые салтычанские граниты с плотностью 2,64 г/см^3 и верхней кромкой на глубине 2,3 – 2,4 км. На рис.1 хорошо видны этапы магматических процессов, которые происходили в геологическом прошлом. Закартированное при ГГК-50 тело лампроитов, которое попадает на линию разреза, расположено на северо-востоке Андреевского купола и имеет крутое северо-восточное падение (70 – 80°). На рис. 1 видно, что основная камера плотных лампроитов расположена на глубинах до 400-600 м.

После изучения геологического строения исследованной площади была осуществлена количественная оценка перспектив проявлений кимберлитового магматизма в пределах площади и выполнена интерпретация геофизических данных с применением АПС ГИС РАПИД в масштабах 1:50 000-1:25000. При этом были проанализированы и учтены геолого-структурный, тектонический, литолого-стратиграфический, магматический, метаморфический, геохимический, минералогический, метасоматический критерии проявления ультраосновного магматизма.

По результатам прогнозирования с применением АПС ГИС РАПИД выделено восемь участков с вероятным проявлением кимберлитового и четыре лампроитового магматизма, которые приурочены непосредственно к площади Андреевского купола.

В итоге были получены данные по глубинному геологическому строению площади, выделены зоны и участки тектонической и магматической активизаций, структуры, благоприятные для проявления кимберлитового и лампроитового магматизма, т. е. получены основные предпосылки и критерии для последующей оценки перспектив алмазоносности исследованной площади шлиховой съемкой и заверочным бурением.

Полученная геолого-геофизическая информация подтверждает высокие перспективы обнаружения тел кимберлитового и лампроитового магматизма в пределах Андреевской купола, однако, коренных месторождений алмазов до этого времени не выявлено. Для достижения положительных результатов, на наш взгляд, необходимо продолжить изучение глубинного строения в пределах изученной территории и на других перспективных площадях Приазовского мегаблока по разработанной авторами методики с целью оценки их перспективности на основании разработанных критериев и признаков поисков участков проявления кимберлитового и лампроитового магматизма.

Список литературы

1. *Dovbnich M.* Geological model of greenstone belts of the Ukrainian shield on the gravimetry data // 67th EAGE Conference and Exhibition, Madrid, Spain, 13 – 16 June 2005.
2. *Бусыгин Б.С., Мирошниченко Л.В.* Распознавание образов при геолого-геофизическом прогнозировании. – Днепропетровск: Изд-во ДГУ, 1991. – 168 с.

3. *Пигулевский П.И.* Вещественный состав верхней мантии по данным геолого-геофизических исследований (на примере Приазовского геоблока Украинского щита) // 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. - Пермь: ГИ УрОРАН, 2005. - С.232-233.

ТЕХНОЛОГИЯ РАСПОЗНАВАНИЯ СИГНАЛОВ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ВЕЙВЛЕТ-СПЕКТРОВ

П.В. Пискун

РГГРУ

В настоящее время на основе механизма спектрально-временного анализа нестационарных данных – вейвлет-преобразования, строится все больше и больше алгоритмов обработки и интерпретации геофизических данных. Непрерывное вейвлет-преобразование, по сравнения с Фурье-преобразованием, позволяет проводить детальный спектрально-временной анализ данных, а также дает возможность адаптировать алгоритм к той или иной задаче путем выбора (построения) более подходящего к физике процесса материнского-вейвлета. Еще одним неоспоримым преимуществом вейвлет-преобразования является эстетическая простота его теории. Непрерывное вейвлет-преобразование реализуется одной формулой свертки сигнала с базисными функциями,

$$W_f(t,\ \omega_t) = \left\langle f(t_0)\cdot\psi(t_0,\ t,\ \omega_t)\right\rangle = \frac{1}{\sqrt{\omega_t}}\int f(t_0)\psi\left(\frac{t_0-t}{\omega_t}\right)dt_0 = \frac{1}{\sqrt{\omega_t}}f(t_0)*\psi\left(\frac{t_0-t}{\omega_t}\right)$$

а все тонкости преобразования достигаются в основном за счет специфического выбора этого базиса разложения, состоящего из масштабированных (сжатых и растянутых) вариантов одной порождающей функции – материнского-вейвлета.

Возможность получения детальной спектрально-временной информации о сигнале позволяет с высокой степенью надежности выделять его на фоне сложносоставного геофизического поля. На основе вейвлет-спектров строятся эффективные системы распознавания сложных нестационарных изображений, таких как отпечатки пальцев и радужнее оболочки глаз. Использование этого преобразования в задачах распознавания и классификации геофизических данных также бесспорно перспективно. Остается единственная проблема для реализации алгоритмов распознавания сигналов на основе многопризнаковых характеристик (в данном случае характеристиками сигналя, является распределение энергий вейвлет-коэффициентов на различных частотных уровнях) – это выбор механизма сравнения многопризнаковых характеристик. В предлагаемой технологии в качестве такого механизма выбран алгоритм распознавания многопризнаковых данных, базирующийся на статистике следа ковариационной матрицы:

$$T^2 = Sp\left(HG^{-1}\right)$$

где H и G - случайные матрицы, имеющие распределение Уишарта. Оценкой матрицы H размерности pxp является выражение:

$$H = \sum_{i=1}^{m} n_i \vec{m}\vec{m}_i' + \sum_{i=1}^{m} n_i \vec{m}_{m+i}\vec{m}'_{m+i}$$

Матрица G той же размерности определяется выражением:

$$G = \sum_{j=1}^{m}\sum_{k=1}^{n}(d_{kj} - \vec{m}_j)(d_{kj} - \vec{m}_j)' + \sum_{j=1}^{n}\sum_{k=1}^{m}(d_{kj} - \vec{m}_{m+j})(d_{kj} - \vec{m}_{m+j})'$$

где m - число строк в окне (размеры окна определяются размерами эталона);
f_t-число столбцов в окне; d_{kj} -значение вектора разности в j-ой точке k-ой строки окна;

$\vec{m}_j = 1/n\sum_{i=1}^{n}\vec{d}_{ji}$ - оценка вектора среднего разности в *j-ой* строке окна;

$\vec{m}_{m+1} = 1/m\sum_{i=1}^{m}\vec{d}_{ji}$ - оценка вектора среднего разности в *i-ом* столбце окна. *i=1,...,n.*

Окончательное выражение для многомерного критерия выглядит следующим образом:

$$F = \frac{2nm-n-m-p+1}{(n+m+1)p(2nm-n-m)}Sp(HG^{-1}) = \frac{2nm-n-m-p+1}{(n+m+1)p(2nm-n-m)}\left(\sum_{i=1}^{m} n\vec{m}_i S^{-1}\vec{m}_i' + \sum_{i=1}^{N} n\vec{m}_{m+i}S^{-1}\vec{m}_{m+i}'\right)$$

Гипотеза $\boldsymbol{H_0}$ о наличии в окне эталонной комплексной аномалии считается справедливой на уровне значимости *a,* если выполняется неравенство $F<Fg_1,g_2,a$, где Fg_1,g_2,a - критическое значение F - распределения со степенями свободы g_1 и g_2

$$g_1 = \frac{(n+m-1)p(2nm-n-m-p)}{2nm-(n+m-1)p-2},\ g_2 = 2nm-n-m-p+1$$

Перемещая окно вдоль профиля и по профилям, получаем распределение критериальной статистики по всей площади наблюдения.

Таким образом, технология распознавания сигналов на основе анализа вейвлет-спектров заключается в следующем:

1. В зависимости от природы исследуемого геофизического поля выбирается наиболее адекватный материнский-вейвлет (например, для гравитационного поля разумно использовать вейвлеты построенные на основе преобразований ядра Пуассона, а для сейсмического сигнала хорошо подойдут вейвлеты семейства Морле);
2. Выбирается участок поля, который будет являться эталоном для распознавания, им может быть как фрагмент исследуемого поля, так и любой другой сигнал, полученный на других участках или в результате моделирования;
3. Затем, по полю и эталонному фрагменту, рассчитываются коэффициенты 2D вейвлет-разложения;

4. В движущемся по профилям окне (размеры окна определяются эталонным фрагментом) рассчитывается статистика следа ковариационной матрицы;
5. В результате получается поле статистики следа ковариационной матрицы, которая определят степень схожести эталонного объекта с анализируемым участком поля;

Рассмотренный алгоритм реализован в компьютерной технологии «КОСКАД 3D» и протестирован на модельных и реальных данных.

ОСОБЕННОСТИ ПЛОТНОСТНОГО СТРОЕНИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА ПО ПРОФИЛЮ ДЖАЛИНДА–УЛУ

В.Я. Подгорный

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Алдано-Становой щит расположен в юго-восточной части Сибирской платформы. С севера он обрамляется чехлом Алданской (Ленско-Майской) плиты, на западе входит в контакт с Байкальской рифтовой системой, на юге соприкасается с Центрально-Азиатским, а на западе с Тихоокеанским орогенными поясами. В гравитационном поле эта тектоническая структура выражена минимумом силы тяжести, интенсивностью порядка 55 мГал, искаженным локальными аномалиями более высокого порядка. На рассматриваемой территории глубинные сейсмические исследования выполнены в последние десятилетия прошлого столетия на немногочисленном ряде профилей. Из них наиболее привлекательными для гравитационного моделирования литосферы являются сейсмические исследования, выполненные вдоль Алдано-Якутской автомагистрали (АЯМ). Южное окончание сейсмического разреза расположено в структурах Центрально-Азиатского орогена. В северном направлении он пересекает Алдано-Становой щит в крест его простирания и оканчивается в структурах чехла Ленно-Майской плиты.

В отсутствие других сведений, за подошву литосферы принята ее поверхность, рассчитанная по данным теплового потока. Среда, подстилающая литосферу, рассматривается, как слой астеносферы, неограниченной по глубине. Подошва и расслоенность земной коры заимствованы из материалов сейсмических работ. Начальные значения плотности частично определены по зависимости скорости упругих волн от плотности среды, а также учтены результаты более раннего плотностного моделирования по секущим линиям. Ниже приводятся результаты гравитационного моделирования, полученные в рамках принятой модели нулевого приближения, идеологии и ограничений, накладываемых методикой послойного плотностного моделирования [1].

Обращает на себя внимание ситуация, что минимальные значения вычисленной плотности в астеносфере, литосферной мантии и литосфере, моделируемой единым слоем, сосредоточены в центре разреза в средней части Алдано-Станового щита под Чульманской осадочной впадиной и увеличиваются к периферии щита. Плотность земной коры, выраженной одним слоем, имеет такую же тенденцию, но несколько завуалированную синусообразным изменением ее по латерали. Плотность литосферы Ленско-Майской плиты обладает самыми большими ее значениями. На юге они сосредоточены в южной части Станового мегаблока в районе Тындинского разлома со смещением по глубине к югу. На этом этапе интерпретации, сфокусировав внимание на распределении максимальных и минимальных величин плотности в двуслойной модели литосферы, можно отметить зональное изменение ее в пределах Сибирской платформы, которое нарушается в области смыкания щита с Центрально-Азиатским складчатым поясом. Линии корреляции границ одноранговых по плотности блоков в приграничных областях Алдано-Станового щита в литосферной мантии выгибаются к северу, что создает иллюзию выдавливания ее в северном направлении, или смещения к югу толщи земной коры. Совокупность отмеченных деталей позволяет выделить блок литосферы, плотность которого не превышает средних значений по всей вертикали и охватывает практически весь щит, до Тындинского разлома.

Естественно возникает вопрос о гравитационной компенсации масс земной коры и литосферы в целом. В случае полной гравитационной компенсации плотностных неоднородностей земной коры неоднородностями литосферной мантии их гравитационные эффекты должны достаточно хорошо соответствовать зеркальному отражению одного в другом. Для полученного распределения плотности такое отражение искажено и соответствует нескомпенсированности расчетных масс земной коры литосферной мантией. Ширина области по вертикали между совмещенными кривыми гравитационного эффекта земной коры и зеркально отраженного эффекта от литосферной мантии характеризует величину нескомпенсированности. В границах исследуемого плотностного разреза, в рамках заданной геометрии модели и вычисленных значений плотности она оценивается величиной не превышающей 55 мГал и соответствует амплитуде Алдано-Станового гравитационного минимума.

Вычисленное распределение плотности в земной коре с учетом ее сейсмической расслоенности имеет сложный характер. При внимательном анализе обнаруживается ряд закономерностей, порою накладывающихся друг на друга. Наиболее высокоплотные блоки коры расположены под Становой гранит-зеленокаменной областью (до 3,15 г/см3) и под Ленско-Майской плитой. В слоях средней части коры дискретно фиксируются неоднородности с повышенной плотностью (2,92—2,96 г/см3) - Джелтулакский разлом, Чульманская впадина, Ленско-Майская плита. По характеру расположения можно предположить их связь с высокоплотными блоками нижней коры по

пологонаклонным зонам, падающими на север. Неоднородности пониженной плотности (до 2,71-2,77 г/см3) встречаются в средней части коры Становой гранит-зеленокаменной области, Чульманской впадины, на границе Ленско-Майской плиты. Аномальное понижение плотности (2,92—2,96 г/см3) установлено в низах коры Чульманской впадины. Оно расположено конформно области низкоплотной литосферной мантии, и может рассматриваться как ее продолжение в земной коре. Низкоплотные образования в подошве коры перекрываются в ее средней части неоднородностями повышенной плотности. Такое чередование плотностных неоднородностей по вертикали обусловливает плотностную инверсию, которая отмечается в плоскости всего разреза.

Характерной особенностью вычисленного распределения плотности в коре является наличие в слоях протяженных участков в виде цепочек сопряженных блоков с постепенным нарастанием или уменьшением их плотности. Часто такие участки однонаправленного изменения плотности коррелируются по вертикали. Линии корреляции их ограничений представляются как вероятные зоны тектонических нарушений, а направления увеличения плотности — как векторы действия сил сжатия. Такое допущение позволяет выделить зоны нарушений характеризующиеся “режимом” сжатия и растяжения. Принимая во внимание перечисленные особенности распределения плотности в земной коре, учитывая контрастность плотности на вертикальных границах неоднородностей и их компактное обособление в плоскости разреза, используя вертикальную и наклонную корреляцию плотностных параметров, выделены зоны тектонических нарушений как совпадающие с известными глубинными разломами, так и ранее не известные. Наиболее четко нарушения проявились в земной коре Сибирской платформы.

По геологическим данным, южным ограничением Алдано-Станового щита является Джелтулакский разлом. В плотностном разрезе коры выделяется в виде широкой, падающей полого на север, сложно построенной зоны, ограниченной Джелтулакским и Тындинским разломами, которая может рассматриваться в качестве южной границы щита. В Джелтулакско-Тындинской зоне преобладают признаки растяжения, и она простирается до подошвы коры. Возможно, эта зона имеет продолжение в литосферной мантии с последующим изменением направления падения на южное.

Становой мегаблок вместе с Алданским составляют единую глубинную структуру, имеющую сложное строение. В центре нее, в районе Чульманской впадины находится зона аномально пониженной плотности, которая рассматривается также и как зона расширения. Она прослеживается от астеносферы в нижние слои земной коры и названа Чульманской сквозьлитосферной плотностной аномалией (ЧСПА). Эта аномальная зона находится на границе со Становым мегаблоком и занимает южную часть Алданского. По особенностям распределение плотности и характеру расположения выделенных разломов земная кора Алдано-Станового щита делится на три примерно равных блока. Южный из них представлен Становым мегаблоком, центральный охватывает южную часть Алданского (Чульманский

блок), а северный – северную его часть. Становой мегаблок в среднем имеет меньшую плотность, чем северная часть Алданского примерно на 0,02 г/см^3. В средней их части наблюдается зеркально-симметричное размещение масс пониженной плотности и наращивание их мощности вниз и в сторону ЧСПА. В Чульманском блоке плотностные неоднородности не упорядочены, а выделенные разломы имеют рифтообразный характер, падают к центру, что говорит об их рифтогенной природе. Северное его ограничение определяется Малонимнырским разломом, а южное – скорее Южно-Якутским, но не исключено, что им может оказаться и Становой. Предварительный более детальный анализ показывает, что имеются признаки более широкого ариала проявления влияния ЧСПА на вмещающую его земную кору и, прежде всего, на плотностные свойства. Наиболее вероятно, это связано с тепловой (плюмовой) природой Чульманской плотностной аномалии.

Характерной особенностью глубинной структуры Ленско-Майской плиты является повышенная плотность не только разреза земной коры, но и мантии. Южная окраина щита и обрамляющие его тектонические элементы отличаются структурой литосферы от остальной части Алдано-Станового щита.

Плотностные модели литосферы содержат признаки разных геодинамических режимов. Наблюдаемое смещение литосферной мантии относительно земной коры может быть связано с субдукцией в мезозое Монголо-Охотской океанической литосферы под Алдано-Становой щит. Подтверждением этому может быть распространение в Становом мегаблоке надсубдукционных позднеюрско-раннемеловых гранитоидов и надвигов докембрийских толщ на юрские осадочные бассейны, а также наличие высокоплотностного нижнего слоя в подошве земной коры этого блока. Взаимодействие подошвы земной коры с кровлей литосферной мантии может быть следствием пассивного рифтинга, о чем свидетельствуют особенности строения плотностной структуры земной коры под Чульманской впадиной (чередование зон растяжения—сжатия и повышенной—пониженной плотности). В более позднее время (возможно в кайнозое) под влиянием активного теплового режима мантии, вероятно связанного с перемещением на восток Сибирского суперплюма, была окончательно сформирована глубинная плотностная структура Алдано-Станового щита, отвечающая активному мантийному рифтингу [1].

1. *Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф.* Плотностной разрез литосферы Алдано-Станового щита // Тихоокеанская геология, 2005, т. 24, №3. - С. 3-21.

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА, ПАРОГИДРОТЕРМ И СЕРЫ НА КУРИЛАХ

В. Е. Подошвин, В. И. Поносов, З. А. Мокеева

Геолого-геофизическая компания ООО «МП Электра», Южно-Сахалинск

Комплексные геофизические работы на курильских месторождениях и рудопроявлениях золота, парогидротерм и серы были начаты в 60-х годах и за последующие четверть века из опыта работ Сахалинской ГФЭ, обогащённого идеями школ Ленинградского горного института и Пермского университета, сформировалась сахалинская школа разведочной геофизики. В её основе методология комплексного подхода [4], учёт геологических и гидрогеологических условий [2, 4, 5], использование связей физических свойств горных пород [3, 7], геологическое истолкование вертикальных неоднородностей и других «геологических помех» [2, 5, 6]. Последние 15 лет складывающаяся школа развивается в условиях, ставящих на первое место не формальный план, а конкретный результат, что способствует внедрению современной аппаратуры, новых методов и методик изучения недр [5, 6].

Федеральной программой (13.10.05) намечается за 10 лет инвестировать в экономику Курильских островов 15.6 млрд. руб. Прежде всего, в развитие энергетики, основанной на гидротермальной энергии недр и в освоение других природных ресурсов, включая полезные ископаемые. Для обоснования предстоящих работ выполнен анализ многолетних геофизических исследований на типичных курильских объектах Кунашира, Итурупа, Парамушира и Урупа.

Курильские острова расположены в области современного вулканизма, характеризуются интенсивным тепловым потоком со средним значением ≈100 МВт/м^2, сложены разновозрастными, преимущественно вулканогенными породами, неоднократно инъецированными интрузиями различного состава.

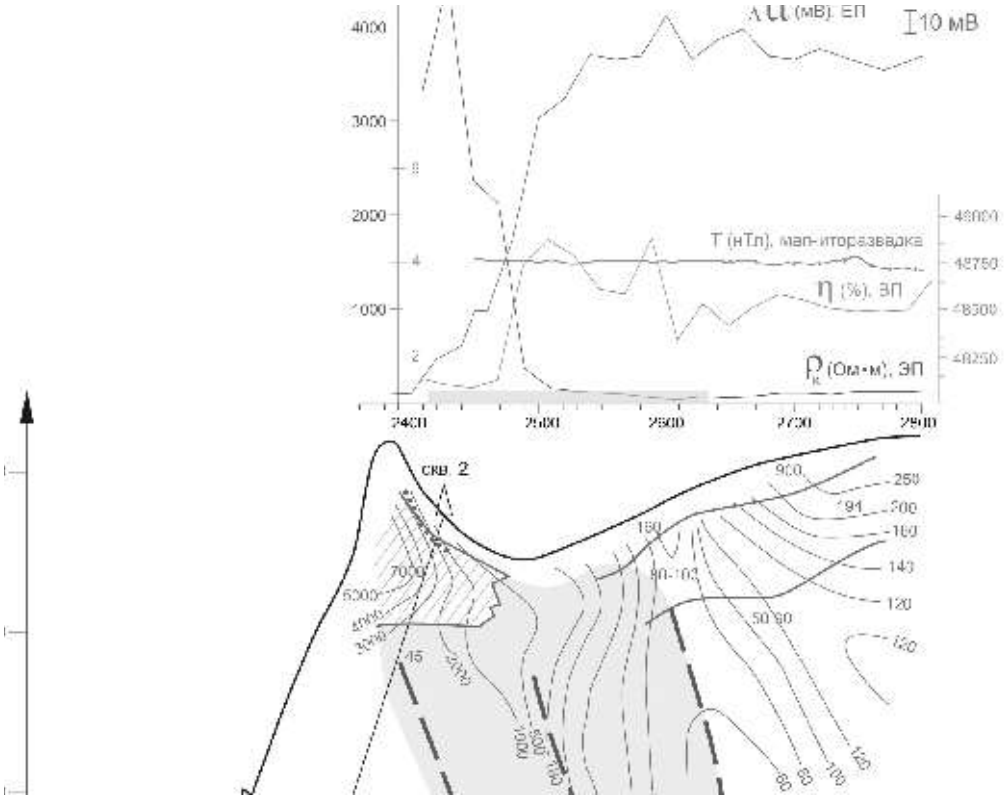
Островам Большой Курильской гряды (Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир др.) присуще золото-серебряное оруденение, тесно связанное с позднемиоценово-современным магматизмом [1]. На Урупе геофизические работы впервые проведены в 2004 г. при поисках и оценке эпитермального золотосеребряного оруденения на Западно-Тетяевского золоторудном поле. Применялись ВЭЗ, МПП, ЕП, ЭП, ВП, высокоточная магниторазведка, гамма-спектрометрия и каппаметрия керна. Геологический разрез Урупа, как и Курил в целом, малоблагоприятен для изучения геофизикой. Рудные объекты связаны с гидротермально изменёнными вторичными кварцитами, вмещающими служат аргиллизированные и пропилитизированные вулканогенные породы с вертикальной зональностью. Распространены разломы, крутопадающие геологические тела, субвертикальные контрастными контактами пород разного литологического состава.

В ходе опытно-методических отмечена приуроченность золоторудных месторождений и рудопроявлений к краевым и центральным частям отрицательных аномалий естественного электрического поля, к относительно пониженным и спокойным участкам магнитного поля и к электрическим

аномалиям высокого сопротивления. Для геологического истолкования геофизических данных привлечена информация по скважинам, шурфам, канавам и результаты определений магнитной восприимчивости керна (выборка из 1552 образцов), параметрических измерений сопротивления (359) и гамма-активности в скважинах (974) (приводятся средние модальные значения).

	R, Ом·м	χ, 10^{-3} ед. СИ	γ, мкр./ч
Четвертичные отложения	520	0.20	3.3
Вторичные кварциты (рудоносные)	2470	0.01	3.9
Вмещающие породы (туффиты)	246	0.15	6.3
Вмещающие породы (туфы)	87	-	5.1

На детально изученном рудопроявлении Купол на глубине 200-300 м по МПП наблюдается аномалия с размерами по линии наибольшего градиента 1000 х 550 м с сопротивлением >2500 (фон 100-500 Ом·м.) Верхняя часть разреза изучена ВЭЗ. По данным МПП и ВЭЗ, подтверждённым бурением, в недрах участка Купольного находится монолитное интрузивное тело с круто уходящими на глубину боковыми контактами. От него к дневной поверхности по зонам повышенной трещиноватости отходят дайки, в отдельных случаях подтверждённые шурфами. С данными МПП и ВЭЗ согласуется поведение магнитного поля – в пределах проекции интрузивного тела на дневную поверхность его уровень близок к нормальному, а аномалии высших порядков тяготеют к экзоконтактной зоне интрузии (рис. 1).



Изверженные тела тяготеют к трещиноватым зонам, что служит одним из поисковых признаков золоторудных тел на Курилах. Так четыре из шести комплексных аномалий на Купольном участке (три из них подтверждены скважинами и шурфами) находятся в пересечениях выделенных по электроразведочным данным зон тектонической трещиноватости горных пород.

Для поиска и изучения золоторудных месторождений и рудопроявлений на Курилах рекомендован технологически оптимальный комплекс: МПП, ВЭЗ, ЕП, магниторазведка и, при малой мощности наносов, гамма-спектрометрия. Для детальных работах – дополнительно ВП. Глубина исследований должна составлять не менее 200-300 м, что позволит контролировать структурную и тектоническую обстановку.

Вплоть до конца прошлого века парогидротермальные месторождения на Курилах изучались геофизикой малых глубин: ВЭЗ с АВ до 1000 м и ЧЗ, но геологическая эффективность этих работ была низкой. С начала 90-х годов ООО «МП Электра» успешно применяет установки ВЭЗ и МПП, обеспечивающие изучение глубин до двух километров. Для картирования гидротермально изменённых пород и выделения изверженных тел использовалась магнитная съёмка [5]. Первая же пробуренная по этим данным скважина (№ 201 на месторождении Горячий Пляж, Кунашир), дала фонтанный приток пароводяной смеси. В результате изучения глубинного строения недр выяснилось, что скважины, заданные по результатам малоглубинной геофизики, находились не в оптимальных условиях, обычно в области приповерхностного растекания термальных вод. В настоящее время на Горячем пляже эксплуатируется гидротермальная электростанция.

В 2000 г. ООО «МП Электра» на Парамушире проведены поисково-оценочные геофизические работы на парогидротермы (МПП, ВЭЗ и магнитная съёмка). В верховьях р. Птичьей, ранее безрезультатно изученной малоглубинными ЧЗ, выявлены продуктивные на гидротермы тектонические

разломы в виде узких линейных аномалий низкого (<3 Ом·м) сопротивления, сопровождаемых изометричными магнитными аномалиями. По минимуму сопротивления выделен перспективный участок Высокоутёсный. Парогидротермы ожидаются в трещинных субвертикальных зонах, прослеживаемых на глубине от 1000-1200 до 2000 м. Местным очагом тепла предполагается обширная интрузия, проявившаяся в магнитном поле и в результатах МПП. На участке Высокоутёсном прогнозируется месторождение с эксплуатационными запасами, эквивалентными 33-46 кг/с пара.

Прогнозы, сделанные по данным геофизики, были принципиально подтверждены в 2004 г. ОАО «Сахалинская гидрогеологическая экспедиция» при бурении скважины 4Г. Средний геотермический градиент по каротажу до глубины 1150 м составил 18.7°/100 м. На глубине 1080 м градиент возрос в несколько раз и на глубине 1115м вскрыта верхняя часть гидротермального резервуара с температурой 210-215°. Ниже температура продолжала возрастать, что свидетельствует о наличии конвективной пароводяной трещинной системы, и оценочно, по данным МПП, ожидалось 260-300° на глубине 2000 м. Однако скважина по организационно-техническим причинам была ликвидирована.

В 2005 г. в связи с положительными геофизическими предпосылками и установленными высокими температурами недр, в рамках Курильской программы решается вопрос о геофизических работах на Высокоутёсном участке и бурении поисковых скважин, включая дублирование скважины 4Г.

Для изучения парогидротермальных месторождений на Курильских островах рекомендуется геофизический комплекс, обеспечивающий изучение недр до глубины 1.5-2 км. Опыт работ на Кунашире и Парамушире [5] показал эффективность сочетания МПП (изучение глубинных условий), ВЭЗ (детальное картирование на меньших глубинах) и магниторазведки (выделение разрывной тектоники и интрузивных тел).

Типичным для Курил и наиболее изученным, в том числе и геофизикой, является крупнейшее месторождение самородной серы Новое на Итурупе, сформировавшееся под существенным влиянием соседних вулканов хребта Богатырь в обрушенной кальдере вулкана Нового диаметром 2.5 км. Месторождение Новое является единственным на Дальнем Востоке, подготовленным к промышленной разработке серы. Промышленные залежи и серная минерализация приурочены к гидротермально изменённым породам на склонах и подножьях долгоживущих андезитовых стратовулканов, размещённых над погребёнными интрузивными телами. Рудные тела формировались на глубине до 300-350 м от поверхности эпохи рудообразования и тяготеют к пересечениям разломов. Сходное строение имеют и другие месторождения Кунашира, Итурупа и Парамушира.

На месторождении Новом проведены ВЭЗ, электропрофилирование, ЕП, магниторазведка и каротаж скважин [2]. В отдельные годы выполнялись и другие геофизические методы, включая ВП. Существенным недостатком геофизических исследований на месторождении Новом явилась недостаточная глубинность [2], послужившая одной из причин затянувшихся на 13 лет геолого-разведочных работ.

Исследование месторождений самородной серы рекомендуется начинать с изучения общей структурно-тектонической обстановки методами глубинной геофизики – МПП, ВЭЗ и площадной магнитной съёмкой. На выделенных перспективных участках (как и при детальных работах на известных месторождениях) дополнительно выполняются методы, обеспечивающие прямое изучение залежей – съёмка естественного электрического поля Земли и относительно трудоёмкие методы вызванных потенциалов (ВЭЗ-ВП или профилирование). При наличии скважин для повышения детальности исследований весьма эффективны методы скважинной геофизики.

Опыт изучения курильских месторождений полезных ископаемых, связанных с вулканической деятельностью и/или обусловленных гидротермально-метасоматическими процессами, диктует необходимость первоочередного изучения глубинного геологического строения недр. Это не только целесообразно для полноценного решения геологических задач, но и, в конечном счёте, экономически эффективно.

Литература

1. *Буряк В. А., Науменко Б. А., Роготнёв Г. Н.* Золото Сахалина и Курильских островов – Южно-Сахалинск: Сах.кн.изд., 2002, 84 с.
2. *Голлербах А. Э.* О методике интерпретации материалов ВЭЗ в условиях гидротермальных месторождений Курильских островов. Геология и геофизика, № 1, 1976, с. 122-129.
3. *Подошвин В. Е.* Определение плотности горных пород южного Сахалина по данным электрических зондирований - В кн. Геофизические поля северо-западной части Тихого океана - Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982 г., с. 109-115
4. *Подошвин В. Е.* Комплексный подход в геологических исследованиях. // В кн. Теория и практика организации комплексных исследований – Л.: Наука, 1986, с. 119-133.
5. *Подошвин В. Е., Поносов В. И.* Комплексное геофизическое изучение гидротермальных месторождений Курильской гряды // В кн. Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Ч. I. Матер. 29-й сессии Междунар. семин. им. Д. Г. Успенского – Екатеринбург: УТГГА, 2002, с. 133-138.
6. *Тарасов В. А., Титов К. В., Бытенский Л. И. и др.* Методические рекомендации по применению импульсной электроразведки при решении гидрогеологических задач. – СПб: ВИРГ Рудгеофизика, 2000, 104 с.
7. *Archie G. E.* The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics - Trans. American inst. Min., Metal., 1942, p. 54-62.

АНАЛИТИЧЕСКАЯ АППРОКСИМАЦИЯ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНОГО ПОЛЯ МЕТОДОМ КВАДРОДЕРЕВА

А.В. Пугин

Горный институт УрО РАН, Пермь

Представление геолого-геофизических данных в виде различного рода моделей является необходимым этапом процесса интерпретации. В целом ряде задач, связанных с интерполяцией, трансформациями, фильтрацией численных

данных построение модели поля представляет собой промежуточное звено, а не конечный результат.

Использование алгоритмов истокообразной аппроксимации позволяет создавать сеточные эквивалентные распределения геофизических параметров без привлечения дополнительной информации о геологической среде. Один из наиболее простых и широко применяемых методов заключается в построении совокупности эквивалентных источников ниже поверхности наблюдений (горизонтальной плоскости или поверхности рельефа) в узлах регулярной сети точек на глубине $1\Delta x \le h \le 2\Delta x$, где Δx – шаг сетки. В качестве возмущающих объектов принимаются тела простой формы (шар, тонкий стержень и т.д.).

Решение задачи сводится к нахождению решений хорошо обусловленной системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) вида **GA=U**, где **G** – матрица, элементы которой представляют собой функции – поля элементарных источников при единичных коэффициентах условных масс, а **U** – массив исходных значений поля. Количество источников обычно соответствует числу точек задания геопотенциального поля [1].

Большое значение в процессе интерпретации имеет фактор размерности решаемой задачи. Объем информации в пределах одного объекта исследований может составлять десятки и сотни тысяч точек задания поля. С этой точки зрения крайне важно минимизировать количество источников в модели, сохранив необходимую точность аппроксимации.

Автором предлагается использовать для построения аппроксимационной конструкции алгоритм, разработанный на основе принципов распознавания образов [2].

Основная идея заключается в представлении исходной области задания поля в виде ранговых блоков методом квадродерева (рис.1) [3, 4]. Первоначально матрица значений поля делится на небольшое число квадратов первого порядка. С целью создания “грубого образа” модели эквивалентные источники размещаются в узлах разреженной сети в центрах ранговых областей на глубине $1\Delta x_1 \le h_1 \le 2\Delta x_1$ (Δx_1 – шаг сети первого порядка – расстояние между центрами квадратов). Уточнение аппроксимационной конструкции на каждом этапе производится путем детализации рангового блока на четыре подобласти – квадраты меньшего размера, и созданием сеточных моделей эквивалентных источников более высокого порядка с меньшим шагом $\Delta x_2, \ldots, \Delta x_n$ и, соответственно, на меньших глубинах $h_1, \ldots, h_n$, где n – глубина квадродерева или количество уровней детализации модели.

Первым приближением при аппроксимации служит поле эквивалентных источников первого уровня – региональная составляющая. Разность наблюденного и модельного полей представляет собой объект аппроксимации на следующем этапе подбора параметров источников.

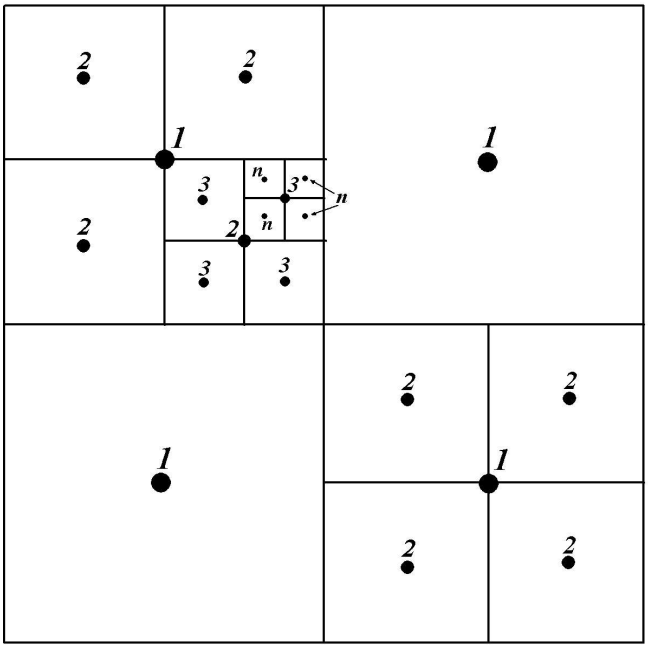


Рис.1. Схема расположения эквивалентных источников в центрах ранговых блоков методом квадродерева

Построение модели завершается, когда достигнута максимальная глубина квадродерева n (шаг сети наиболее высокого порядка Δx_n равен расстоянию между узлами исходной матрицы поля), или отклонение модельного поля от измеренного на каком-либо этапе процесса не превышает заданной погрешности аппроксимации ε.

Таким образов осуществляется адаптация геометрии аппроксимационной конструкции к морфологическим особенностям исходного геофизического поля. Результирующая модель представляет собой совокупность уровней с уплотненным распределением источников в плане вблизи ярко выраженных морфологических особенностей поля. В случае, если исходное геопотенциальное поле носит спокойный характер, для его описания требуется минимальное количество источников, расположенных в узлах редкой сети.

Алгоритм реализован в виде программы “Quadtree” для выполнения на ЭВМ.

Рассмотрим пример, демонстрирующий возможности алгоритма. Модельное поле представляет собой гравитационный эффект семи сфер, расположенных на разных глубинах. Исходная матрица имеет размер 128*128 точек задания поля (16384 элементов) с диапазоном значений от -10 до 19 мГал. В результате применения алгоритма поверхность поля восстановлена с использованием иерархической сеточной модели, состоящей всего из 1013 эквивалентных источников. Для аппроксимации регионального фона используются 16 источников первого уровня, расположенных на значительной глубине от поверхности наблюдений. Распределение остальных источников в плане носит неоднородный характер с локализацией скоплений вблизи выраженных особенностей поля силы тяжести. Среднеквадратическая погрешность аппроксимации поля составляет ±0.019 мГал.

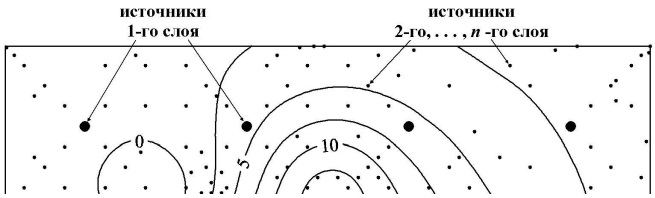


Рис.2. Модельное гравитационное поле семи сфер и план расположения источников в аппроксимационной конструкции

Уменьшение количества источников при использовании данного способа построения модели в 16 раз, значительно снижает вычислительные затраты, в частности, при многократном решении задач большой размерности, связанных с интерполяцией, трансформацией и фильтрацией геофизических данных.

Отдельный интерес представляет собой применение алгоритма для хранения данных гравиразведки и магниторазведки с включением в базы геоинформационных систем (ГИС). Вместо массива значений наблюденного поля, содержащего десятки и сотни тысяч числовых элементов, предлагается использовать аппроксимационную конструкцию, имеющую намного меньший объем. Модель несет содержательную информацию, связанную с исходными значениями поля в области его задания, а также обеспечивает возможность восстановления поля в отдельных точках пространства. Достаточно просто могут быть реализованы трансформации поля различного вида с учетом особенностей рельефа.

Литература

1. *Долгаль А.С.* Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок в горной местности. – Абакан, ООО Фирма «Март», 2002. 188 с.
2. *Страхов В.Н.* Что делать? (о развитии гравиметрии и магнитометрии в России в начале XXI века). – М.:ОИФЗ РАН, 1998. 24 с.
3. *Уэлстид. С.* Фракталы и вейвлеты для сжатия изображений в действии. – М.: Издательство «Триумф», 2003. 320 с.
4. *Fisher, Y.,* ed. Fractal Image Compression, New York: Springer-Verlag, 1995.

ДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ НЕСОВМЕСТНОГО ДЕФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД ЭПИДУНИТОВОГО КОМПЛЕКСА (НА ПРИМЕРЕ МАГНИТНОЙ МОДЕЛИ МАССИВА ДЕНЕЖКИН КАМЕНЬ)

В.А. Пьянков

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Петрогенетическая трактовка Платиноносного пояса Урала неоднократно видоизменялась по мере открытия новых фундаментальных фактов и смены геологических парадигм. Традиционное представление о гипербазитовых массивах Пояса как о монолитных магматических «отливках» in situ не отвечает сумме накопленных данных, в том числе и геофизических. Раннее представление об уральских платиноносных массивах как о дунитовых «ядрах», окруженные концентрическими оболочками пироксенитов и габбро, по крайней мере, упрощено. Габбро-ультрамафитовые тела имеют сложную историю деформаций и метаморфизма. Известно, что дунитовые тела располагаются преимущественно на западной границе Пояса. Схожая зональность наблюдается и в геофизических полях. Для получения новых знаний необходимо определить строение этих глубинных тел. Поэтому целесообразно построение трехмерной гравимагнитной модели земной коры отдельных сегментов Платиноносного пояса. Для разделения наблюденного поля на составляющие, отличающиеся по своим характеристикам в n-мерном пространстве, используется аппарат факторного анализа. Распределение этих составляющих не зависит от априорных предположений интерпретатора и позволяет получить первое приближение, необходимое для построения объемной комплексной модели земной коры. В расчетах участвует матрица коэффициентов корреляции R, которая является положительно полуопределенной симметрической матрицей Грама ранга m. Любое свойство параметров, связанных с рангом исходной прямоугольной матрицы, может быть установлено и с помощью матрицы коэффициентов корреляции. Так, n параметров могут быть выражены как линейные комбинации не менее чем m факторов, где m - ранг корреляционной матрицы параметров. В нашем примере число факторов равно пяти и соответствует числу источников поля, а сами факторы представляют собой поле от локального источника на профиле, проходящем через экстремум.

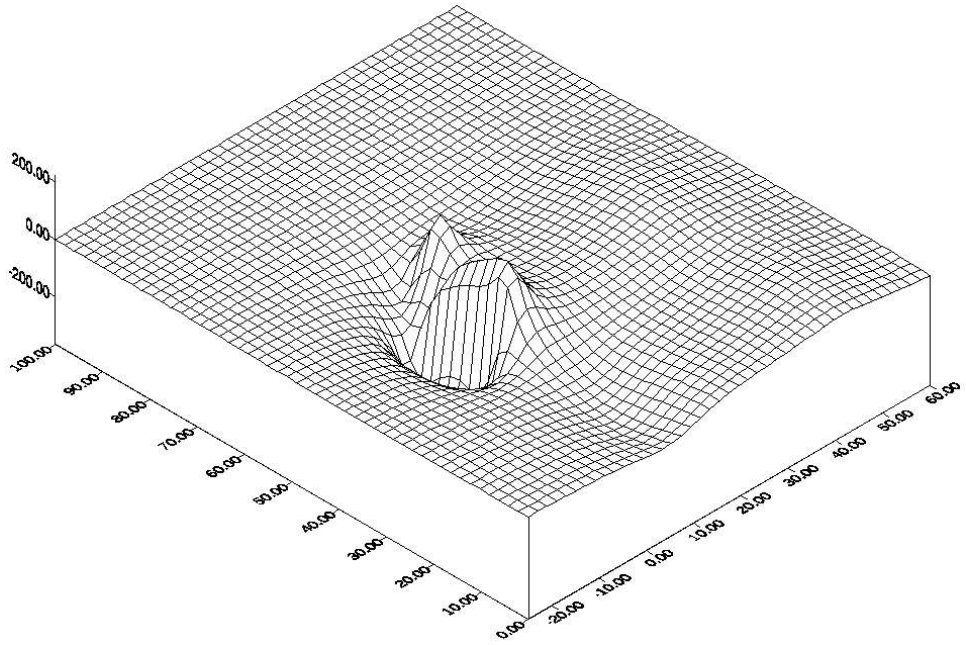


Рис.1. Пространственное распределение магнитного поля наклонного пласта дунитов

Наиболее интересные результаты получены при разделении магнитного поля. Так, например, выделен блок горных пород переменного наклона, намагниченность которого изменяется от субгоризонтальной в верхней части земной коры до современной в низах разреза [1]. Пространственное распределение магнитного поля этого блока приведено на рис.1. У этого (самого нижнего) блока наименьшая магнитная восприимчивость χ = 0,02 ед.СИ и высокая остаточная намагниченность I_n (около 10^4 мА/м).Такие физические свойства характерны для дунитов. Пироксениты характеризуются χ = 0,05 ед.СИ, а у верхнего слоя габбро магнитная восприимчивость может достигать 0,15 ед.СИ. Таким образом, пироксениты и пространственно располагаются между дунитами и тылаитами (габбро Дюпарка). Анализ распределения намагниченности дунитов по разрезу позволяет сделать предположение о деформировании всей пачки горных пород в процессе эволюции складчатой системы.

Наибольший интерес для изучения представляет участок так называемого «горячего шва» - зоны механического контакта дунит-пироксенитовой пачки горных пород с габбро. Предполагается, что породы деформированы в твердопластичном состоянии. Аргументом для такого предположения являются следующие факты. Исследования показали, что дуниты в отличие от пироксенитов деформируются пластически, и, следовательно, эти контактирующие пачки горных пород деформируются несовместно. Что же должно происходить в деформируемой системе дунит-пироксенит-габбро, и каким образом реликты деформационных процессов проявляются в физических свойствах горных пород и, следовательно, в физических полях? Из мезомеханических парадигм следует, что деформируемые блоки земной коры

являются открытой сильнонеравновесной системой. Самоорганизация этой системы в заданных граничных условиях нагружения обуславливает формирование диссипативных структур, эволюция которых определяет характер пластического течения дунитов и разрушения пироксенитового кольца на контакте с габбро. В слое пироксенитов деформация на мезоуровне проявляется в возникновении системы квазипериодиеских трещин. В объеме дунитов развиваются системы квазипериодических диссипативных мезополос локализованной деформации [2], четко коррелирующих с микротрещинами в пироксенитовом слое..Частота расположения этих микротрещин зависит от соотношения механических характеристик пироксенитового слоя и дунитов, толщины пироксенитового слоя (в единицах мощности дунитов), характера переходной зоны и других факторов. В областях сформировавшейся мезоструктуры наблюдается движение отдельных мезообъемов как целого по схеме «сдвиг + поворот». На рис.2 показано вдавливание в образец поверхностных мезообъемов в виде трехгранных призм. Экструзия основного материала между вдавливаемых призм образует стационарную поверхностную волну. Локализация этого процесса в одном из сечений сопровождается сильным поворотом трехгранной призмы и образованием трещины на ее границе.

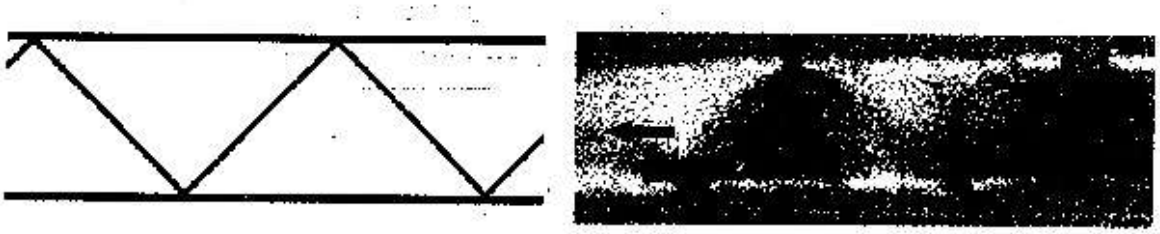


Рис.2. Модельное (слева) и натурное (справа) вдавливание призм

Реликты окатанных трехгранных пироксенитовых призм с заключенными в них ферримагнетиками внедрены в экструдированную ферримагнитную матрицу габбро. Процессы экструзии находят свое отражение в прогрессивном уменьшении в направлении «горячего шва» размеров зерен матрицы габбро. Ферримагнитные домены как матрицы габбро, так и реликтов пироксенитовых призм сами по себе являются мезоструктурными носителями магнетизма и представляют собой объект изучения метода магнитоакустической эмиссии (эффект Баркгаузена). Известно, что при наложении внешнего магнитного поля ферримагнетик будет намагничиваться, причем на первой стадии намагничивание будет осуществляться за счет смещения междоменных границ. Пусть при изменении намагниченности от I_1 до I_2 при смещении границы от x_1 до x_2 происходит n скачков Баркгаузена. Так как каждый скачок Баркгаузена происходит на некотором немагнитном включении или локальном узле внутренних напряжений, то при обратном движении от x_2 до x_1 должно произойти такое же количество скачков обратного направления. Максимальному количеству скачков соответствует значение коэрцитивной силы H_c. Исследования эффекта Баркгаузена на образцах, отобранных на субширотном профиле, пересекающем зону «горячего шва» массива Денежкин Камень,

показали, что для подавляющего большинства образцов характерна моноэкстремальная кривая магнитоакустической эмиссии. Лишь для пород западного контактного блока наблюдается бимодальное распределение акустической эмиссии. Таким образом, эти породы представляют собой механическую смесь, составленную из двух ингредиентов, характеризующихся различными значениями коэрцитивной силы H_c. Отмеченный факт находится в полном соответствии с принципом аддитивности [3], доказанным для магнитоакустической эмиссии. Следовательно, к матрице габбро добавлены обломки породы с ферримагнитными включениями, обладающими высокой коэрцитивной силой. Западнее «горячего шва» наблюдается зона расслоения, что так же находится в соответствии с мезомеханическим сценарием. Зона расслоения отчетливо проявляется в распределении виртуальных палеомагнитных полюсов на поверхности единичной сферы. Известно, что направления деформационной намагниченности в общем случае не дают кучных распределений, но «размазаны» вдоль дуги большего круга, ориентировка которого в пределах ошибки совпадает с ориентировкой поверхности деформации (поверхности рассланцевания, параллельного кливажа и др.). В идеальном случае направление деформационной намагниченности в пределах ошибки совпадает с направлением деформации сдвига. Более того, анализ данных наблюдения магнитоакустического эффекта на ориентированных образцах показал, что существует анизотропия эффекта Баркгаузена. Причем, максимальный эффект наблюдается в вертикальной плоскости, ориентированной в меридиональном направлении.

Таким образом, дополнительные исследования структурно чувствительных магнитных характеристик горных пород не противоречат основной концепции комплексной геофизической модели строения и развития массива Денежкин Камень Платиноносного пояса Урала.

Литература

1. *Пьянков В.А., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Полянина Т.В., Ефимов А.А.* Трехмерная гравимагнитная модель земной коры Североуральского сегмента Платиноносного пояса. Уральский геофизический вестник №7, 2005. Екатеринбург: УрО РАН, стр.48-53.
2. *Панин В.Е.* Основы физической мезомеханики// Физическая мезомеханика.- 1998.- Т.1.-№1.- стр.5-22.
3. *Глухих И.И., Иванченко В.С., Угрюмова И.С.* Экспериментальные исследования МАЭ природных ферримагнетиков. Уральский геофизический вестник №1, 2000. Екатеринбург: УрО РАН, стр.40-46.

ВЗАИМОСВЯЗЬ АНОМАЛИЙ РАДОНА С ВОЗМОЖНЫМ ВОЗНИКНОВЕНИЕМ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ЗОН РАЗРЕЖЕНИЯ

В.А. Пьянков

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Поиски связи между аномальными вариациями давления флюида, деформациями земной поверхности, изменениями газового режима и тектонической активностью основаны на предположении, что действующие в земной коре тектонические процессы могут изменять состояние массива горных пород и отражаться в геофизических полях. Для того, чтобы по геофизическим данным изучать динамику нарушения сплошности земной коры необходимо поставить наблюдения и провести интерпретацию полученных материалов на основе современных представлений о природе тектонических процессов. Многое зависит от правильности исходных концепций, описывающих динамику деформаций и разрушения блоков земной коры, включая подготовку разрушения во времени. Из известных на сегодняшний день наиболее реальным механизмом, позволяющим объяснить изменения физических параметров горных пород в зонах с эпизодической активизацией тектонических процессов, является дилатансия, которая связана с развитием системы трещин в горных породах.

Для исследования особенностей, присущих этому механизму разрушения, активные зоны земной коры необходимо рассматривать как трехфазную пористую среду. Взаимодействие пористой проницаемой газо- и влагонасыщенной среды с полем переменных тектонических напряжений, и сопровождающие это взаимодействие эффекты являются основой исследуемой модели. Подготовка и развитие тектонического события в такой среде вызывает нарушение термодинамического равновесия и сопровождается комплексом перекрестных эффектов, связанных с разного рода трансформациями физических полей. В общем случае нарушение термодинамического равновесия приводит к возникновению потоков, обусловленных градиентами концентрации газов, давления жидкости и температуры. Возникновение любого из вышеперечисленных градиентов сопровождается, согласно Онзагеру, изменением концентрации газов в пористой проницаемой среде, что приводит к изменениям пространственно-временной картины поля радона.

Остается выяснить физическую причину нарушения термодинамического равновесия. В работе Райса и Рудницки [1] показано, что влагонасыщенные проницаемые блоки земной коры оказывают существенное влияние на характер протекания тектонических процессов, а вариации давления поровой жидкости могут в ряде случаев стабилизировать процесс разрушения. В этом случае для адекватной интерпретации аномальных вариаций геофизических параметров необходимо изменение ряда общепринятых понятий. Так, например, термин «время предвестника» заменим на «время задержки тектонического события». Смысл такой замены становится понятен, если проанализировать динамику сдвиговых деформаций дилатирующего включения в зависимости от изменения

внешних деформаций и напряжений (рис.1). Поскольку в дилатирующем включении зависимость между напряжением τ и деформацией γ имеет экстремум, то момент возникновения неустойчивости определяется положением точки касания линией Эшелби кривой, характеризующей нелинейную деформацию включения. Процесс разрушения стабилизируется при «недренажных» условиях деформирования проницаемого влагонасыщенного включения. Такие условия предполагают значительную скорость деформирования при относительно малой диффузии жидкости. Зависимость между вариациями давления воды P и изменениями сдвиговых деформаций γ выражается следующими формулами:

$$\gamma'_{вкл} = \gamma_\infty \left(1 + \frac{kG}{h - h_d}\right) + \frac{\eta P_{вкл} k\alpha\left(1 + 4G/3k_s\right)}{h - h_d}$$

$$t_d P'(t) = -\frac{\beta k_f G \gamma_\infty t_d}{h - h_u} - \left(\frac{3k_f}{\alpha\left(1 + 4G/3k_s\right)N}\right)\frac{h - h_d}{h - h_u} \times \left\{P(t) + \int_0^t \frac{R}{\pi\alpha\left(t - t\right)^{1/2}} P(t)dt\right\}$$

Где R–радиус включения, а $\beta, G, K_s, K_f, h, \alpha$– реологические константы. При недренажных условиях эффективные напряжения растут с увеличением сдвиговых напряжений. При таких условиях происходит уменьшение давления жидкости и возникает зона стока. Из расчетов Райса [1]следует, что в данной ситуации на земной поверхности должны наблюдаться аномальные деформации и вариации радона конвективной природы.

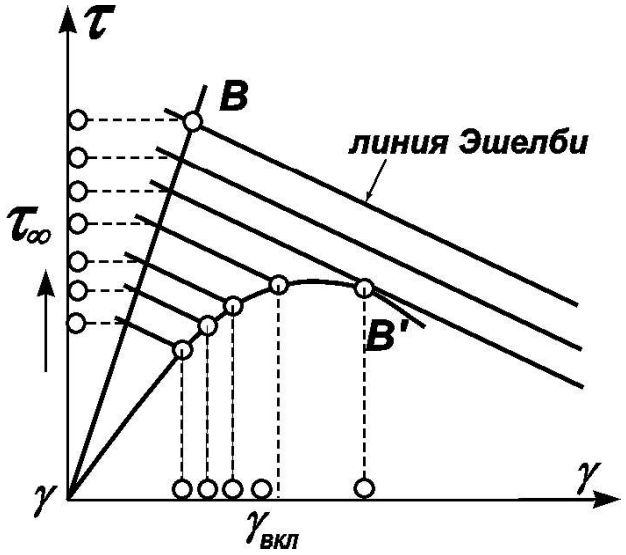
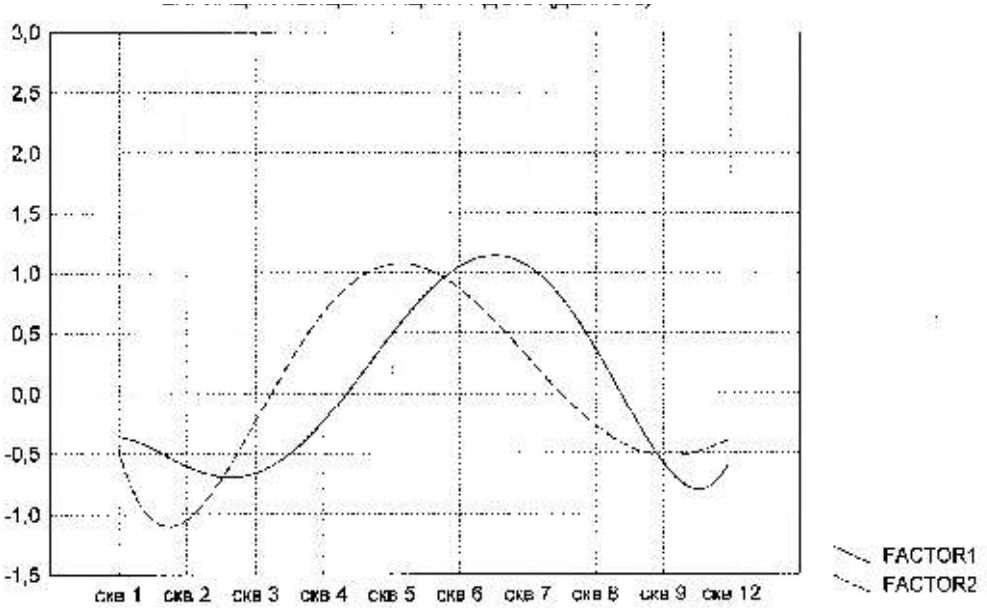


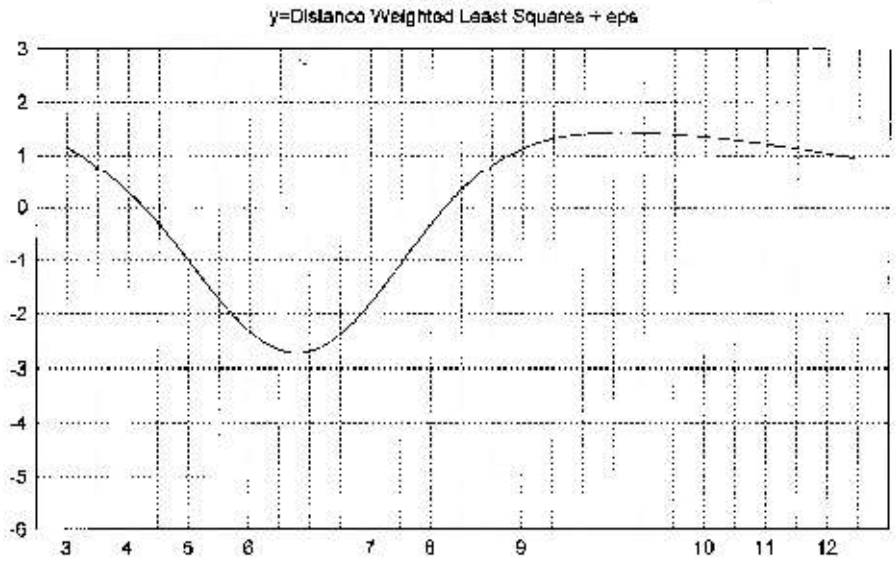
Рис.1. Описание неустойчивости деформации включения γ в поле переменных напряжений τ, которому на бесконечности соответствует сдвиг. Неустойчивость имеет место в точке B`.

Задачей любых прогностических исследований является определение динамических параметров аномальной зоны земной коры, свойства которой и формируют условия протекания тектонического события. Таким образом, нам необходимо проинтерпретировать наблюденные данные. Интерпретация вариаций радона, как и любого другого физического поля, должна начинаться с

его разделения на нормальную и аномальную составляющие. Проведены исследования вариаций поля эксхаляции радона из массива горных пород, полученные Чи-Ю Кином по 12 скважинам в районе разлома Сан-Андреас (США, Калифорния) в период с 1975 по 1980 годы.В этот период времени произошли 17 сейсмических событий с магнитудой от 4,0 до 5,8. Для анализа выбраны данные, полученные при недельной экспозиции трековых детекторов.

Для выделения тектонического сигнала в поле вариаций эксхаляции радона применен аппарат факторного анализа, использование которого позволяет получить упорядоченную пространственно-временную картину поля и наблюдать за ее локальными искажениями во времени. В факторном анализе предполагается, что наблюдаемые переменные (в нашем случае это ряды данных на скважинах непрерывной регистрации концентрации радона) являются линейной комбинацией некоторых латентных переменных, число которых, как правило, существенно меньше числа исследуемых переменных. В режиме «реального времени» проанализированы отрезки рядов наблюдений на скважинах с 1 по 12, расположенных вблизи пересечения разломов Сан-Андреас и Калаверас. При анализе использован скользящий интервал. Для каждого интервала времени определялось количество латентных факторов. Проведенный анализ позволяет предположить следующий сценарий развития системы наблюдаемых переменных. В тектонически спокойные периоды ряды на станциях непрерывного наблюдения отражают только вариации нормального поля эксхаляции радона. Отрезки рядов за эти периоды – однофакторные. Затем, в период подготовки тектонического события, начинает работать механизм, ответственный за перераспределение концентрации радона в объеме горной породы. Начиная с этого момента времени, отрезки рядов наблюдений становятся двухфакторными. После тектонического события система вновь становится однофакторной. Так, например, с октября по декабрь 1976 года при исследовании 10 переменных обнаружено, что система из однофакторной становится двухфакторной за 8 недель до землетрясения с $M = 5$ (рис.2).


3,0
2,5
2,0
1,5
1,0
0,5
0,0
-0,5
-1,0
-1,5
скв 1
скв 2
скв 3
скв 4
скв 5
скв 6
скв 7
скв 8
скв 9
скв 12
FACTOR1
FACTOR2


y=Distance Weighted Least Squares + eps
3
2
1
0
-1
-2
-3
-4
-5
-6
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

разбивается на два этапа: на первом этапе аномальные поля аппроксимируются полями сингулярных источников модельного класса; на втором этапе по заданному в явном виде потенциалу строится семейство эквивалентных решений. Основное преимущество такого подхода по сравнению с известными методами подбора состоит в том, что в условиях недостатка априорной информации он является более гибким и дает возможность с учетом эквивалентности обратной задачи анализировать различные варианты строения среды. На этапе аппроксимации сингулярными источниками происходит разделение полей от различных источников. Следует заметить, что использование модельных сингулярных источников (материальных пластин) делает метод универсальным, поскольку на первом этапе аппроксимации аномалий не нужно задавать тип источника (граница раздела или изолированное тело). На этапе подбора не требуется задавать физические свойства источника (индуктивная или остаточная природа намагниченности) [1].

Известно, что обратная задача магнитометрии для однородных односвязных областей однопараметрически неоднозначна по параметру I (определяется магнитная масса $M_к$). То есть существуют целые однопараметрические семейства эквивалентных областей. Показано, что для обратных задач структурной магнитометрии имеет место трехпараметрическая неоднозначность по параметрам: |I|, φ, h – (I –скачок интенсивности намагниченности, φ – направление намагниченности, h – положение асимптоты). Таким образом, для выбора вариантов строения среды необходимо получение единственного решения обратной задачи.

В связи с возникновением в последние десятилетия высокоточной и стабильной аппаратуры нового класса – квантовых магнитометров появилась возможность получения дополнительной информации, необходимой для определения единственного решения обратной задачи магнитометрии. Так, например, комплексная интерпретация временного аналога профильной магнитовариационной кривой, полученной во вращающемся поле S_q – вариаций, и аномальной магнитной кривой позволила получить единственное решение обратной задачи [2].

В настоящей работе для комплексной интерпретации аномальных вековых вариаций и статического магнитного поля используются данные повторных высокоточных наблюдений на Башкирском полигоне, включающие в себя до десяти циклов измерений за период в несколько лет. По результатам съемки получены изменения разностей δΔT между пунктами векового хода и магнитовариационной станцией Нугуш.[3]. Нами в качестве примера рассматриваются данные аномальных вековых вариаций δΔT по субмеридиональному профилю Кага – Старосубхангулово. Анализ нормального векового хода на исследуемой территории показал, что линия интерпретируемого профиля по направлению практически совпадает с направлением изопоры векового хода, а значение относительного нормального векового хода близко к нулю. С целью изучения динамики аномального векового хода и разделения полей от различных источников нами проведен

факторный анализ временных рядов T(t). В результате анализа получены две факторные кривые по своей морфологии напоминающие магнитное поле от объекта с современной намагниченностью и более глубинного объекта, намагниченного против поля, соответственно. Следует учесть, что в отличие от метода аппроксимации сингулярными источниками нет необходимости фиксировать направление намагничения как для источника положительного, так и отрицательного поля (рис.1).

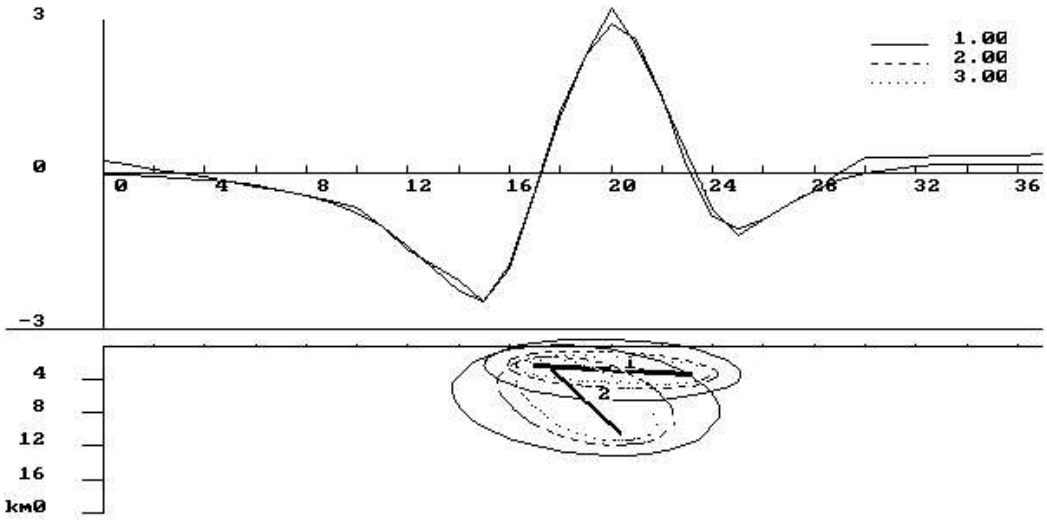


Рис.1. Интерпретация статического магнитного поля ΔT

Известно, что при интерпретации статического магнитного поля в случае получения обратной намагниченности, как правило, на втором этапе по заданному в явном виде потенциалу строят семейство границ раздела. Т.е. приходится иметь дело с трехпараметрической неоднозначностью. При интерпретации статического магнитного поля на профиле Кага-Старосубхангулово получено разделение полей так же от двух источников с противоположной намагниченностью (рис2).

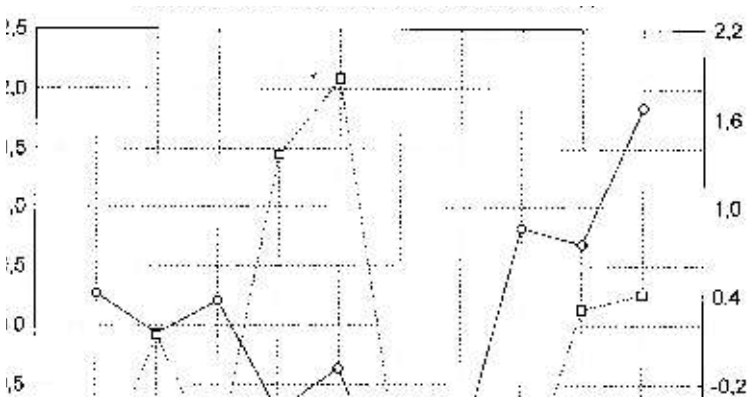


Рис.2. Разделение аномального векового хода на составляющие от источников

Таким образом, не задавая ни параметров, ни типа источников в случае факторного анализа удалось получить результат аналогичный тому, что получен при автоматизированном подборе. Более того, в результате анализа факторных нагрузок удалось показать, что в случае положительного источника аномального векового хода геомагнитного поля Т его магнитная масса М растет со временем, а магнитная масс М отрицательного источника уменьшается. Таким образом, изучаемый региональный объект действительно намагничен против современного поля, что не является неким исключением для складчатого Урала. Следовательно, комплексирование аномальных вековых вариаций и статического поля при интерпретации магнитных аномалий позволило избавиться от необходимости проводить интерпретацию в рамках трехпараметрической неоднозначности.

Литература

1. *Федорова Н.В., Цирульский А.В.* К вопросу о разрешимости обратной задачи логарифмического потенциала для контактной поверхности в конечном виде// Изв.АН СССР, Физика Земли. 1976. №10. С.61-72.
2. *Мартышко П.С., Пьянков В.А.* О единственности решения обратной задачи теории потенциала в методе подмагничивания вращающимся полем Sq – вариаций// Вопросы теории и результаты применения методов интерпретации и моделирования геофизических полей. Свердловск: УрО РАН СССР,1989, с.13-17.
3. *Шапиро В.А., Пьянков В.А.* Токовая аномалия векового хода магнитного поля Т в Башкирии// Геомагнетизм и аэрономия. 1976. №5. С.943-946.

ПРОЯВЛЕНИЕ КОНТРАСТНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУР ЗАПАДА США В ГРАВИТАЦИОННОМ ПОЛЕ (ПРОФИЛЬ «КОЛОРАДО»)

Т.В. Романюк

ИФЗ РАН, Москва

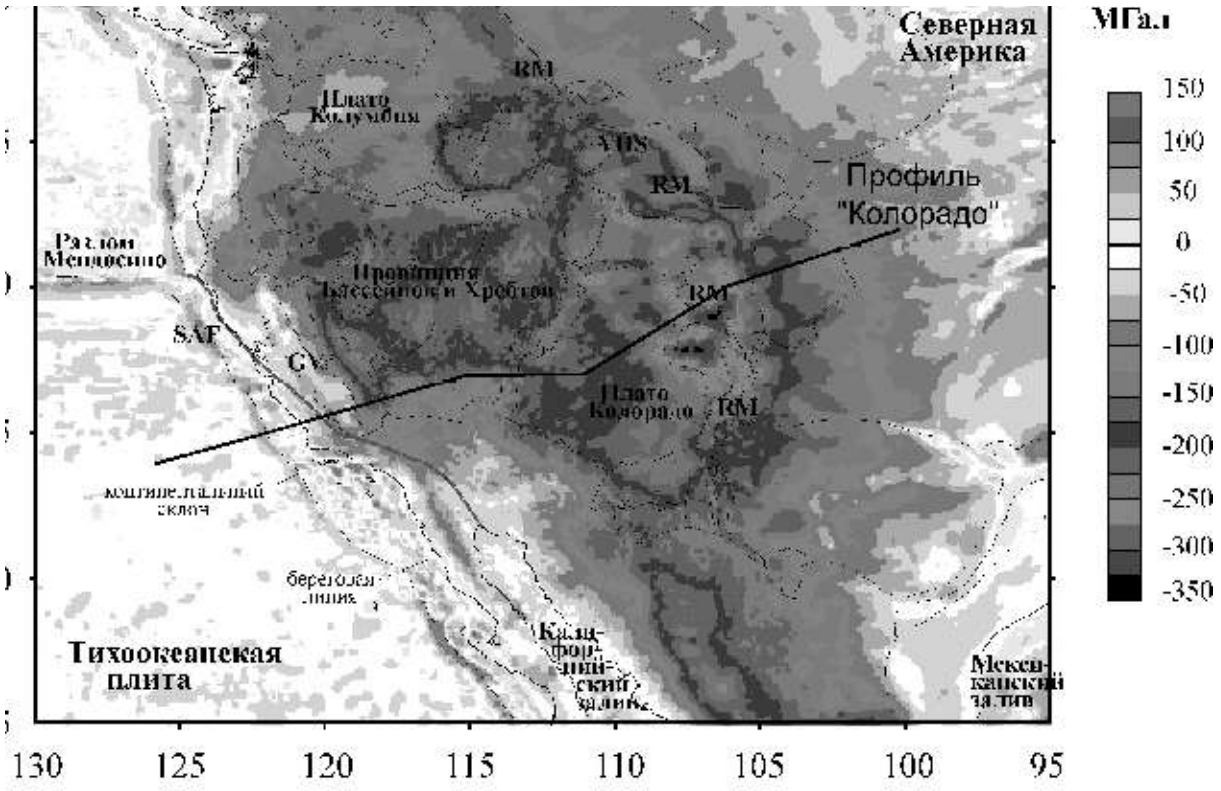
Выполнено рекогносцировочное плотностное моделирование литосферы вдоль профиля «Колорадо», секущего западную окраину Северной Америки.

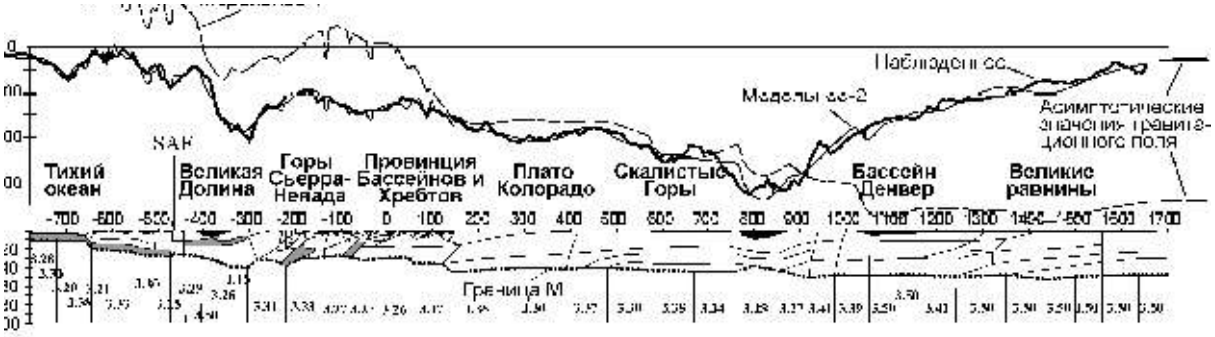
Моделируемый профиль «Колорадо» длиной более 2000 км (Рис. 1) пересекает контрастные морфоструктуры переходной зоны океан-континент на юго-западной окраине Северной Америки. Начало его расположено в абиссальной котловине Тихого океана с глубиной ~4 км, далее профиль пересекает континентальный шельф с морскими осадочными бассейнами. На суше профиль пересекает разнообразные тектонические провиции и блоки: прибрежный аллохтонный блок Салинас, Великую Долину, горы Сьерра-

Невада, провинцию Бассейнов и Хребтов, Плато Колорадо, Скалистые горы и Великие равнины. Гравитационное поле региона (аномалии Фая над океаном и аномалии Буге над континентом) характеризуется близнулевыми отрицательными значениями аномалий Фая над абиссальной океанической котловиной, далее в сторону континента уменьшением поля до величин -350 мГал над Скалистыми горами, и выходом на близнулевые значения в глубинных частях континента (Великие Равнины). Гравитационная аномалия, пересекаемая профилем, носит планетарный характер, этому региону соответствуют пониженные значения аномалий геоида (около -30 м).

Геолого-сейсмическая структура коры вдоль профиля (Рис.2), являющаяся основой для плотностной модели, скомпилирована по работам [1-11]. Структура континентальной литосферы представлена контрастными структурами. Шельфовые и береговые блоки утоненной коры сменяются глубоким осадочным бассейном Великой Долины с мощностью осадков, достигающей 5-6 км в осевой части, и залегающих на породах с мантийными характеристиками. Под батолитом Сьерры Невады мощность коры увеличивается до 45-50 км и резко уменьшается под Провинцией Бассейнов и Хребтов до 30 км. Здесь фиксируются наклонные сквозькоровые детачменты и сильно тектонизированная (повернутые блоки) верхняя кора (структуры растяжения коры). В соседней провинции Плато Колорадо, напротив, наблюдается хорошо выдержанная горизонтальная слоистая структура в утолщенной до 40-45 км коре. Коровая структура правой части профиля (Скалистые горы и Великие Равнины) гораздо менее изучена сейсмическими исследованиями, чем левая часть. Блоковая структура коры здесь в значительной степени условна.

Конечная цель плотностного моделирования вдоль профиля «Колорадо» – построить сквозную единую детальную модель литосферы переходной зоны океан-континент, с плотностями, увязанными со всей совокупностью имеющихся геолого-геофизических данных. Главной задачей первого этапа было проведение пробных рекогносцирирующих расчетов с целью выявления возможности разделения мантийных и коровых составляющих в наблюденном гравитационном поле.


Северная Америка
RM
Плато Колумбия
VHS
RM
Профиль "Колорадо"
Разлом Мендосино
Провинция Бассейнов и Хребтов
RM
SAF
G
Плато Колорадо
RM
Тихоокеанская плита
Мексиканский залив
МГал
150
100
50
0
-50
-100
-150
-200
-250
-300
-350
130
125
120
115
110
105
100
95


Наблюдения
Модельные кр-2
Асимптотические значения гравитационного поля
SAF
Тихий океан
Великая Долина
Горы Сьерра-Невада
Провинция Бассейнов и Хребтов
Плато Колорадо
Скалистые Горы
Бассейн Денвер
Великие равнины
Граница M

1. *Camilleri P.A. Chamberlain K.R.* 1997. Mesozoic tectonics and metamorthism in the Pequop Mountains and Wood Hills region, northeast Nevada: Implications for the architecture and evolution of the Sevier Orogen // GSA Bull. V.100. N.1. P.74-94.
2. *Constenius K.N., Johnson R.A., Dickinson W.R., Williams T.A.* 2000. Tectonic evolution of the Jurassic-Cretaceous Great Valley forearc, California: Implications for the Franciscan thrust-wedge hypothesis // Geol. Soc. Amer. Bull. V.112. N.11. P.1703-1723.
3. *Dumitru T.A., Duddy I.R., Green P.F.* 1994. Mesozoic-Cenozoic burial, uplift, and erosion history of the west-central Colorado Plateau // Geology. V.22. P.499-502.
4. *Godfrey N.J., Beaudoin B.C., Klemperer S.L.,* Mendocino Working Group. 1997. Ophiolitic basement to the Great Valley forearc basin, California, from seismic and gravity data: Implications for crustal growth at the North American margin // Geol. Soc. Amer. Bull. V.108. N.12. P.1536-1562.
5. *Godfrey N.J., Klemperer S.L.* 1998. Ophiolitic basement to a forearc basin and implications for continental growth: The Coast Range/Great Valley ophiolite, California // Tectonics. V.17. N.4. P.558-570.
6. *Keller G.R., Cather S.M.*, eds. 1994. Basins of the Rio Grande Rift: Structure, Stratigraphy, and Tectonic Setting // Boulder. Colorado. Geological Society of America Special Paper 291. P.235.
7. *Lastowka L.A., Sheehan A.F., Schneider J.M.* 2001. Seismic Evidence for Partial Lithospheric Delamination Model of Colorado Plateau Uplift // Geophys. Res. Lett. V.28. N.7. P.1319-1322.
8. *McQuarrie N.*, Chase C.G. 2000. Raising the Colorado Plateau // Geology. V.28. N.1. P.91-94.
9. *Park S.K., Wernicke B.* 2003. Electrical conductivity images of Quaternary faults and Tertiary detachment in the California Basin and Range. Tectonics. V.22. N4. 1030, doi:10.1029/2001TC001324, 2003
10. *Unsworth M., Egbert G., Booker J.* 1999. High-resolution electromagnetic imaging of the San Andreas fault in Central California // J. Geophys. Res. V.104. P.1131-1150.
11. *Zand G., Myers S.C., Wallace T.C.,* 1995. Crust and mantle structure across the Basin and Range – Colorado Plateau boundary at 37oN latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism // J. Geophys. Res. V.100. P.10529-10548.
12. *Романюк Т.В., Муни В.Д., Детвейлер Ш.,* 2003, Модели распределения плотности литосферы вкрест разлома Сан Андреас, Южная Калифорния // Физика Земли, N 5, С. 18-46.

ЗОНДИРОВАНИЕ СТАНОВЛЕНИЕМ ПОЛЯ С ФОКУСИРОВКОЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ТОКА ДЛЯ ИСКЛЮЧЕНИЯ ПЛЕЧЕВОГО ЭФФЕКТА ПРИ РЕШЕНИИ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ

Н.И. Рыхлинский

Институт инновационных методов геофизики, РАЕН

Несмотря на прогресс в геолого-геофизических работах, предваряющих поисковое и разведочное бурение на нефть и газ, процентное отношение числа продуктивных скважин к их общему числу из года в год остаётся низким. Среднее значение “коэффициента удачи” при таком бурении составляет около 30 % [2],[3].

Поэтому получение прямой независимой геофизической информации, которая могла бы увеличить коэффициент успешности поисково-разведочного бурения на нефть и газ, является актуальной проблемой большой экономической важности.

Важная информация о геологическом объекте может быть получена путём электромагнитного зондирования с использованием контролируемых искусственных источников поля с фокусировкой электрического тока в месте приёма сигнала.

Возбуждаемое электромагнитное поле в земных породах реагирует не только на пространственное распределение электропроводности, но и, что особенно важно для нефтегазового поиска, на распределение вызванной поляризации. Чтобы получить информацию о наличии или отсутствии углеводородов в изучаемом объекте, необходимо, прежде всего, максимально ослабить влияние на результаты измерений всех геологических объектов, в которых развивается электрическое поле источника тока вне окрестности точки зондирований, т.е. исключить плечевой эффект.

В разработанной новой технологии электрозондирований указанные проблемы решаются. В основу технологии положен ряд Патентов РФ на изобретения, в том числе [5–8]. Изобретения предназначены для прямых поисков и оконтуривания нефтегазовых залежей.

Методы относятся к геоэлектроразведке с использованием контролируемых искусственных источников электромагнитного поля с фокусировкой электрического тока в месте приёма сигнала. Они предназначены для поисков и оконтуривания нефтегазовых залежей на основе раздельного определения и картирования свойственных каждому из элементов (горизонтов) толщи осадочных отложений горных пород следующих трех, необходимых для решения поставленной задачи, электрофизических параметров: удельной электропроводности σ, вызванной поляризации (ВП) η и постоянной времени спада разности потенциалов ВП τ.

В традиционной геоэлектроразведке с контролируемым искусственным источником тока получают лишь суммарные сведения о всех элементах строения исследуемой среды, в которой развивается поле, так как в ней

распределение в пространстве тока возбуждения источника ничем не контролируется, и информации об указанном распределении в реально существующих трехмерно-неоднородных средах нет.

В приведенном здесь в качестве примера из ряда защищенных патентами методов зондирования с фокусировкой электрического тока решается задача обнаружения и оконтуривания нефтегазовых залежей. Технический результат заключается в обеспечении возможности разделения параметров σ и η, а также возможности определения τ– важного третьего наряду с двумя первыми параметра.

Указанный технический результат достигается тем, что по оси профиля зондирования возбуждают поочередно двумя дипольными электрическими источниками электромагнитное поле в толще исследуемой среды, а в каждой паузе между импульсами тока на всем протяжении времени существования этой паузы в дискретных точках с постоянным интервалом времени измеряют последовательность мгновенных значений первых и вторых осевых и ортогональных разностей электрических потенциалов.

Из значений измеренных разностей электрических потенциалов рассчитывают три множества независимых от силы тока дипольных источников нормированных электрических параметров:

$$\frac{\Delta^2 U_x(t_i)_1 + \kappa(t_i)\cdot\Delta^2 U_x(t_i)_2}{\Delta U_x(t_i)_1}, \quad \frac{\Delta^2 U_y(t_i)_1 + \kappa(t_i)\cdot\Delta^2 U_y(t_i)_2}{\Delta U_x(t_i)_1},$$

$$\frac{\Delta^2 U_x(t_i,\Delta t)_1 + \kappa(t_i)\cdot\Delta^2 U_x(t_i,\Delta t)_2}{\Delta U_x(t_i)_1}, \qquad (1)$$

где $\kappa(t_i)$-коэффициент фокусировки, полученный из уравнения

$$\Delta U_x(t_i)_1 + \kappa(t_i)\cdot\Delta U_x(t_i)_2 = 0; \qquad (2)$$

вытекающего из условия равенства нулю результирующей осевой разности потенциалов электрического поля вдоль оси профиля в пределах зоны измерительных заземлений зондирующей установки в каждой точке измерения *ti* на всём протяжении времени переходного процесса;

$\Delta U_x(t_i)_1$, $\Delta U_x(t_i)_2$, $\Delta^2 U_x(t_i)_1$, $\Delta^2 U_x(t_i)_2$, $\Delta^2 U_y(t_i)_1$, $\Delta^2 U_y(t_i)_2$ – мгновенные значения первых и вторых осевых и ортогональных разностей электрических потенциалов, измеренные в паузах тока на всем протяжении существования каждой из этих пауз от её начала до конца через равные интервалы времени Δt при подаче токов, соответственно, в первый и второй дипольные электрические источники;

$\Delta^2 U_x(t_i,\Delta t)_1$, $\Delta^2 U_x(t_i,\Delta t)_2$ - разности между разделенными интервалом времени Δt двумя ближайшими мгновенными значениями вторых осевых разностей электрических потенциалов.

Используя значения нормированных параметров (1) и дифференциальное уравнение для напряженности электрического поля дипольного источника в электрохимически поляризующейся проводящей среде

$$\nabla^2 \dot{E}(i\omega) = i\omega\mu \cdot \sigma(i\omega\sigma_0\eta\tau) \cdot \dot{E}(i\omega), \qquad (3)$$

решают математическую обратную задачу, определяют присущие каждому элементу среды три электрофизических параметра: σ_0, η, τ и строят три временных разреза по этим параметрам.

При этом отметим, что в реальности геологическая среда всегда трехмерно–неоднородна. Однако уравнение (3) решено только для одномерных осесимметричных сред, в том числе для одномерной горизонтально–слоистой среды с неограниченными границами раздела.

Поэтому использование решения уравнения (3) в обратных задачах геоэлектроразведки для поисков и оконтуривания нефтегазовых залежей допустимо лишь в том случае, когда при полевых измерениях осуществляется фокусировка электрического тока источника электромагнитного поля, так как в этом случае при равенстве нулю разности электрических потенциалов в зоне точки зондирования N форма распространения поля двух расположенных по обе стороны на равном расстоянии от этой точки источников B_1A_1 и A_2B_2 практически всегда одинаковая как в трехмерно–неоднородной среде, так и в одномерной – с плоскопараллельными субгоризонтальными границами раздела.

В одномерной горизонтально–слоистой среде

$$\Delta U_x(I_{B_1A_1}) + \Delta U_x(I_{A_2B_2}) = 0, \qquad (4)$$

где $\Delta U_x(I_{B_1A_1})$ – разность потенциалов в окрестности точки зондирования N от действия электрического тока $I_{B_1A_1}$ расположенного слева от этой точки диполя B_1A_1 при выключенном диполе A_2B_2;

$\Delta U_x(I_{A_2B_2})$ – разность потенциалов в окрестности точки зондирования N от действия электрического тока $I_{A_2B_2}$ расположенного справа от этой точки диполя A_2B_2 при выключенном диполе B_1A_1.

Из формулы (4) вытекает, что, согласно закону Ома, суммарная от поочередного поэлементного включения обоих токовых диполей B_1A_1 и A_2B_2 осевая составляющая плотности тока j_x под указанной точкой N, согласно принципу суперпозиции, равна нулю.

Таким образом, под точкой зондирования происходит фокусировка тока, приводящая к исключению там осевой составляющей плотности тока j_x.

Однако, в реальности геологическая среда всегда трехмерно– неоднородна и даже при равенстве токов $I_{B_1A_1}$ и $I_{A_2B_2}$ обоих токовых диполей и равенстве их расстояний до точки N условие (4) не выполняется. А именно, в трехмерно–неоднородных средах $\Delta U_x(I_{B_1A_1})$ и $\Delta U_x(I_{A_2B_2})$ по своим модулям отличаются в κ раз.

Для выполнения условия фокусировки тока в трехмерно– неоднородной среде с целью исключения осевой составляющей плотности тока j_x под точкой измерения выражение (4) должно принять вид [1],[4].

$$\Delta U_x(I_{B_1A_1})+\kappa\cdot\Delta U_x(I_{A_2B_2})=0. \quad (5)$$

Исключение осевой составляющей плотности j_x под точкой N в предложенном зондировании описывается соответствующими формулами измеряемых электрических параметров (1).

Формулы (1) независимо от расположения токовых диполей на профиле и величины токов $I_{B_1A_1}$ и $I_{A_2B_2}$ этих диполей в любой трехмерно–неоднородной среде в каждой точке пространства в направлении вертикальной координаты z под точкой N в плоскости, перпендикулярной к оси профиля на всем протяжении времени переходных процессов t_i обеспечивает равенство нулю зависящей от времени t осевой составляющей плотности тока $j_x(t)$. Это происходит всегда независимо от того, меняется коэффициент фокусировки *к* в процессе времени переходных процессов t или нет.

Благодаря этому при решении обратной задачи исключается плечевой эффект, т.е. электрическое поле в трехмерно–неоднородной среде под точкой N, описанное формулой (1), всегда практически совпадает с полем в одномерной горизонтально–слоистой среде с неограниченными границами раздела.

Это позволяет относительно устойчиво решать обратную задачу в точке зондирования N для трехмерно–неоднородной среды используя известное аналитическое решение для одномерной среды с горизонтально– слоистыми границами раздела.

Казалось бы, можно подобрать значения характеристик расчетного поля некоторой одномерно–слоистой с субгоризонтальми границами раздела модели среды так, чтобы они совпадали с измеренными значениями характеристик исследуемой, на практике всегда трёхмерно–неоднородной, модели среды. Но без исключения плечевого эффекта это будут разные модели. И поэтому решение обратной задачи без фокусировки тока в месте приёма сигнала будет неустойчиво и некорректно.

Для предложенного метода задача обнаружения нефтегазовых залежей в исследуемой толще горных пород как математическая обратная задача решается, в частности, одним из методов её решения–методом подбора [9] по трем независимым друг от друга параметрам среды: σ_o, η и τ согласно уравнения (3) в функции времени, т.е. в функции глубины проникновения электромагнитного поля, зависящей от времени.

Метод реализован в виде комплекса питающей, измерительной и обрабатывающей аппаратуры.

Как уже отмечалось выше, исследованиями этим методом на нефтегазовых месторождениях установлено, что в присутствии нефтяной или газовой залежи независимо от типа ловушки и ее геометрической формы все три параметра

σ_o, η и τ в пределах контура залежи приобретают вид, отображающий аномалию в глубине разреза там, где находится эта залежь.

Литература

1. *Кашик А.С., Рыхлинский Н.И.* и др. Способ каротажа обсаженных скважин. Патент РФ № 2176802. Бюл. № 34. 2001.
2. *Козлов Е.А., Габриэлянц Г.А.* Оптимизация стадийности геологоразведочных работ на нефть и газ. “Прикладная геофизика”, 1984г., вып.110, с.2–20.
3. *Крылов Н,* “Нефть России”, 1999г., издание ”ЛУКОЙЛ”, “Нефть России”, 1999г.
4. *Рыхлинский Н.И.* Способ дивергентного каротажа. А. с. СССР № 333514. Бюл. № 11. 1972.
5. *Рыхлинский Н.И.,* и др. Способ геоэлектроразведки. Патент РФ № 2219568. Бюл. № 35. 2003.
6. *Рыхлинский Н.И.* и др. Способ геоэлектроразведки (варианты). Патент РФ № 2231089. Бюл. № 17. 2004.
7. *Рыхлинский Н.И.* и др. Способ геоэлектроразведки (варианты). Патент РФ № 2235347. Бюл. № 24. 2004.
8. *Рыхлинский Н.И.* и др. Способ морской геоэлектроразведки (варианты). Патент РФ № 2236028. Бюл. № 25. 2004.
9. *Тихонов А.Н., Арсенин В.Я.* Методы решения некорректных задач. М. Наука, 1979, с. 37–43.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ АЗОВСКО-ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.И. Самсонов[1], С.П. Левашов[1,2], Н.А. Якимчук[1,2], И.Н. Корчагин[3]

[1]Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина;
[2]Центр менеджмента и маркетинга в области наук о Земле при ИГН НАНУ, Киев;
[3]Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Экспресс-технология “прямых” поисков и разведки залежей углеводородов (УВ) геоэлектрическими методами, разработанная Институтом прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии (ИППЭГГ), Центром менеджмента и маркетинга в области наук о Земле ИГН НАН Украины (ЦММ ИГН НАНУ), и НПП «Геопром» (Украина, г. Киев),. включает метод становления короткоимпульсного электромагнитного поля (СКИП), флюксметрическую съемку, метод вертикального электрорезонансного зондирование (ВЭРЗ) [1-3]. Совместное использование этих методов в рамках технологии предоставляет возможность обнаруживать и оконтуривать по площади аномалии типа "залежь" (АТЗ), оценивать суммарную мощность аномально поляризованных пластов (АПП) типа «нефтяной пласт», «газовый пласт», «водоносный пласт» и т.д. и определять глубину их залегания. Возможность проведения площадных съемок с движущегося автомобиля позволяет обследовать значительные по размерам территории в короткие сроки.

Технология прошла широкую апробацию на месторождениях УВ и перспективных площадях на территориях Украины, Казахстана, Болгарии и России. При этом геоэлектрические исследования с использованием технологии проводились на 40 месторождениях нефти и газа. Аномалии типа «залежь» зафиксированы съемкой СКИП на всех (!) месторождениях. В разрезах месторождений зондированием ВЭРЗ выделены АПП типа «нефтегазовый пласт». Аномалии типа «залежь» закартированы также методом СКИП в пределах 50 из 62 перспективных структур. Такие результаты практического применения технологии дают основания утверждать, что при достаточной плотности площадной съемки СКИП на участках исследований существующие там скопления УВ в ловушках структурного и неструктурного типа будут обнаружены и закартированы. Глубины залегания и мощности нефтегазоносных пластов могут быть определены зондированием ВЭРЗ.

На протяжении 2001-2005 г.г. экспресс-технология СКИП-ВЭРЗ достаточно широко применялась для рекогносцировочного обследования перспективных участков и площадей в некоторых районах Азовско-Черноморского региона. Результаты выполненных исследований следующие.

Одесская область. Участок исследований площадью порядка 3600 кв. км примыкает с запада и севера непосредственно к границе Украины с Молдовой, с востока ограничен Днестровским лиманом и берегом Черного моря, а с юга – условной линией на широте с. Вольное – г. Арциз – с. Николаевка. В качестве эталонного использовался район Восточно-Саратского нефтяного месторождения, над которым закартирована аномалия типа «залежь» с размерами 2.5 х 1.5 км. На исследуемой территории закартировано ряд аномалий АТЗ, при интерпретации которых были выделены пять перспективных на УВ участков. В районе с. Старая Царичанка – с. Кривая Балка зафиксирована максимальная по интенсивности и размерам (3.0 х 2.0 км) геоэлектрическая аномалия, в пределах которой в интервале глубин 1200-3000 м залегают АПП типа «нефтегазовый пласт». Ориентировочно, размер выявленной перспективной площади составляет 30 км^2.

Достаточно интенсивная аномалия типа «залежь» размерами 4.0 х 3.5 км закартирована также в районе населенного пункта Маяки.

Геологические критерии перспективности района: а) мощная толща (до 8 км) осадков; б) сочетание в разрезе пород различного литологического состава - продуцирующих, аккумулирующих и экранирующих; в) установленные факты нефтеносности верхне- и среднедевонских отложений; г) прямые признаки газоносности вулканогенно-осадочных образований пермо-триаса и нефтеносности силурийских карбонатных отложений; д) широкое распространение в осадочной толще локальных структур и ловушек нефти и газа зонального типа; е) присутствие биогермов в разрезах юры и силура; з) наличие геоэлектрических аномалий типа «залежь».

Таврийская площадь на территории Херсонской области с юга примыкает к Каркинитскому заливу Чёрного моря, а с севера ограничивается условной линией г. Николаев – г. Каховка. В 2002 г. изучение геоэлектрическими

методами ряда перспективных структур площади, выделенных по сейсмическим и другим геофизическим данным, не дало положительных результатов. Тем не менее, здесь обнаружена и закартирована Тарасовская аномалия типа «залежь» площадью порядка 12 км^2. В восточной части аномалии выполнено электрорезонансное зондирование до глубины 1700 м, в результате которого в разрезе выделено ряд АПП типа «нефтегазовый пласт». Наиболее представительные АПП фиксируются здесь в следующих интервалах глубин: 750–820 м; 900–1000 м; 1200–1250 м; 1500–1600 м. Этим интервалам разреза в пробуренных на соседних площадях скважинах соответствуют пласты-коллектора, которые при испытаниях дали воду.

Геологические критерии перспективности площади: а) толща осадков (до 3,5 км); б) региональное выклинивание в условиях обширной моноклинали перспективных пластов-коллекторов; в) факты промышленной нефтегазоносности в отложениях майкопа, палеоцена, верхнего и нижнего мела на близ расположенных площадях; г) благоприятные условия миграции УВ из Каркинитско-Северокрымского прогиба в северную бортовую зону.

Придунайская площадь (Одесская область). Район работ расположен на левом берегу р. Дунай (Ренийский и Измаильский районы). В районе работ по данным геоэлектрической съемки методом СКИП выявлены Нагорненская (5.0 х 1.0 км), Котловинская (11.0 х 2.0 км), Плавненская (5.0 х 1.1 км) и Орловская (9.0 х 2.0 км) геоэлектрические аномалии типа «нефтегазовая залежь», которые рассматриваются как перспективные в нефтегазоносном отношении. Зондированием ВЭРЗ в геологическом разрезе, на ряде станций выделены АПП, которые связываются с содержащими УВ толщами и горизонтами. Придунайскую площадь следует рассматривать как перспективную для поисков промышленных залежей нефти и газа в отложениях неогена, юры и триаса.

Керлеутская площадь (Керченский п-ов). Геоэлектрические исследования в пределах площади выполнены на трех участках – первый и второй расположены в пределах Мошкарёвского нефтяного месторождения, третий – на Куйбышевской площади. Площадной съёмкой методом СКИП в автомобильной модификации на Мошкарёвском и Куйбышевском участках Керлеутской площади выделены и

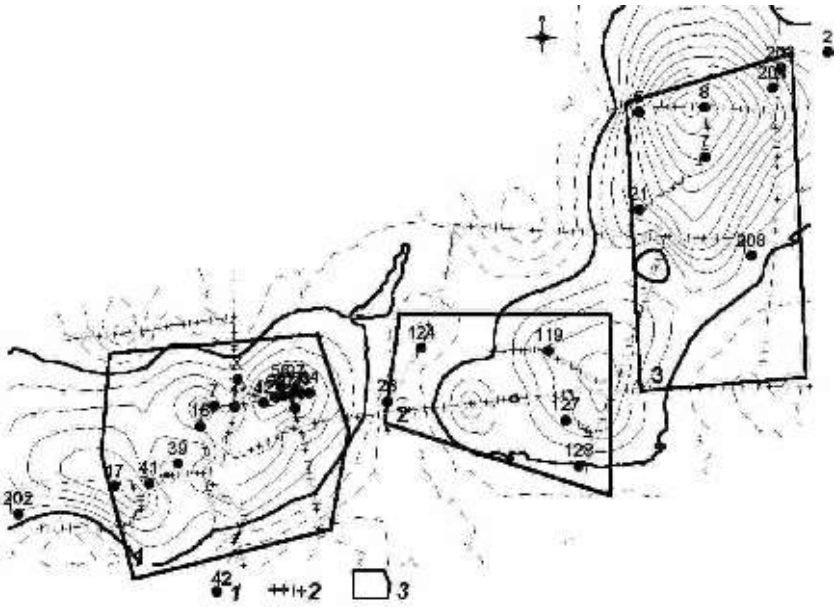


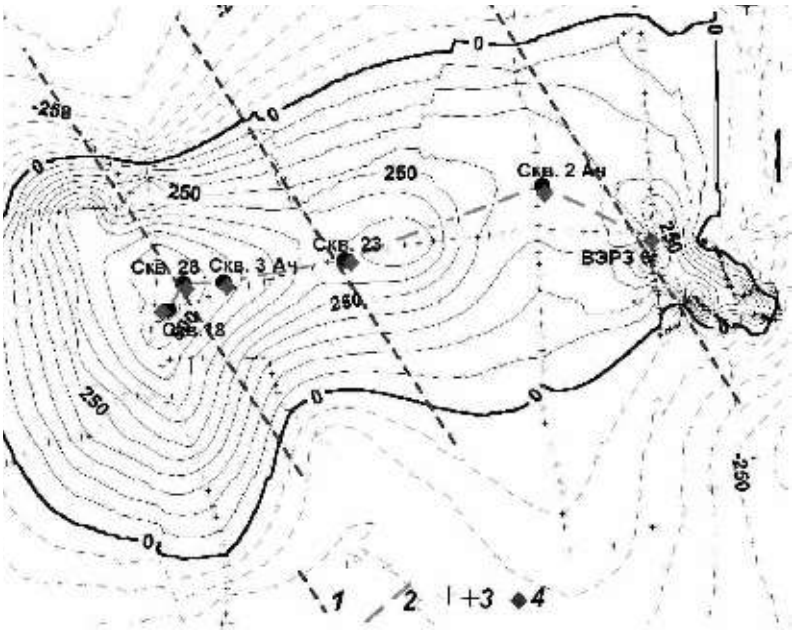
Рис. 1. Карта геоэлектрических аномалий типа "нефтяная залежь" на Мошкарёвском нефтяном месторождении Керлеутской площади. *1* – скважины проведения зондирований;
2 – точки съемки методом СКИП; *3* – контуры лицензионных

оконтурены аномалии типа «нефтяная залежь» (рис. 1). Зондирование методом ВЭРЗ проводилось над устьями скважин №№ 17, 41 , 39, 18, 7, 1, 42, 63, 64, 27, 23 (участок № 1), №№ 119, 127, 128, 28 (участок № 2) и №№ 21, 8, 7, 204. 203, 208, 6, 2 (участок № 3, Куйбышевский). Для каждого участка выделены наиболее перспективные скважины для проведения работ по их восстановлению: №№ 1, 7, 18, 63 (участок № 1); №№ 119, 127, 128, (участок № 2); №№ 204, 21, 203, 7 (участок № 3)

Войковская и Борзовская нефтегазоперспективные площади (Керченский п-ов). По данным геоэлектрической съемки СКИП на Войковской и Борзовской площадях выделены и оконтурены аномалии типа «нефтяная залежь». Измерения на Борзовской площади показали, что закартированная аномальная зона продолжается в Азовское море. Зондирование ВЭРЗ в районе скважин позволило выделить интервалы глубин наиболее вероятного расположения АПП типа «нефтяной пласт». По результатам зондирования построены вертикальные геоэлектрические разрезы через аномальные зоны нефтяных месторождений. Для каждого участка выделены наиболее перспективные скважины, для проведения работ по добыче нефти.

Отдельный геоэлектрический профиль отработан также по дороге от Куйбышевского месторождения до мыса Чауда (Дюрменская площадь). Зафиксированные вдоль этого профиля аномальные зоны типа «залежь» совпали при сопоставлении с Ульяновской, Северо-Белобродской и Гавриленковской структурами, выделенными по сейсмическим данным.

Владиславовское месторождение (Керченский п-ов). Основная задача исследований заключалась в изучении участка заложения проектной скважины № 2–Ачинская. На момент проведения геоэлектрических исследований произведены подготовительные работы под бурение. В результате съемки на нефтяном месторождении закартирована вытянутая в северо-восточном направлении аномальная зона типа «залежь» с размерами 4.0 х 1.8 км (рис. 2). Максимальные значения аномалии находятся в пределах скважин № 3-Ач - № 18, в сторону проектной скважины № 2-Ач интенсивность аномальной зоны уменьшается. По



данным зондирования в районе скважины количество АПП уменьшается, хотя в интервале 478.5–490.5 выделен один пласт АПП мощностью 12 м. Ниже глубины 660.0 м АПП типа «нефтяной пласт» не обнаружены, бурение более глубокой скважины в этом месте нецелесообразно.

В 2004 г. в причерноморском регионе две крупные по размерам и интенсивности (превышающие размеры и интенсивность АТЗ над месторождением Тенгиз в Казахстане) аномальные зоны типа «залежь» закартированы технологией СКИП-ВЭРЗ за пределами Украины.

Исследования в районе грязевого вулкана Джау-Тепе (Керченский п-ов). Геоэлектрические исследования позволили установить, что грязевой вулкан Джау-Тепе расположен в градиентной зоне геоэлектрической аномалии СКИП. Жерло вулкана прослеживается зондированием ВЭРЗ до глубины 6350 м и проходит через отложения нижнего мела, сложенного аргиллитами, верхнего мела (мергели, известняки), эоцена (глины, мергели) и майкопа (глины с прослоями песчаника). Формирование вулкана может быть связано с пластом газогидратных отложений стометровой мощности.

Район бурения скв. Симферопольская № 1. Съемкой методом СКИП геоэлектрической аномалии типа «залежь» в районе бурения скважины не зафиксировано. Отсутствие нефтегазоносных пластов в разрезе скважины подтверждают результаты бурения.

Результаты многолетнего использования экспресс-технологии «прямых» поисков скоплений углеводородов геоэлектрическими методами (в том числе и в Азовско-Черноморском регионе) для рекогносцировочного и детального обследования перспективных на УВ структур и площадей позволяют констатировать следующее.

Материалы геоэлектрических исследований на известных месторождениях и перспективных площадях Причерноморья подтверждают неоднократно высказанные исследователями предположения о перспективности Азовско-Черноморского региона в плане обнаружения и открытия крупных и средних по запасам месторождений УВ. Целесообразно повысить интенсивность поисковых геолого-геофизических работ на нефть и газ в этом регионе.

Экспресс-технология «прямых» поисков и разведки скоплений УВ геоэлектрическими методами является оперативной, эффективной и экономичной. Целесообразно включить ее в комплекс геолого-геофизических методов поисков и разведки залежей УВ. Более широкое использование технологии на нефтегазовых месторождениях и перспективных площадях позволит повысить эффективность геологоразведочного процесса поисков и разведки нефти и газа в целом. Возможные направления применения технологии:

1. Выполнение рекогносцировочных геоэлектрических исследований на перспективных на поиски скоплений углеводородов площадях: а) обнаружение и картирование геоэлектрических аномалий типа «залежь» геоэлектрической съемкой методом становления короткоимпульсного поля; б) определение мощности и глубин залегания аномально поляризованных пластов методом вертикального электрорезонансного зондирования в пределах выделенных

геоэлектрических аномалий; в) выделение участков для проведения детальных сейсмических и других геолого-геофизических работ.

2. Проведение детальных геоэлектрических исследований на отдельных месторождениях и участках с целью выбора мест оптимального заложения параметрических, разведочных и эксплуатационных скважин.

3. Изучение возможностей использования экспресс-технологии для поисков скоплений углеводородов в акваториях Черного и Азовского морей.

4. Проведение рекогносцировочных обследований лицензионных участков на территориях зарубежных стран с целью выбора наиболее перспективных для детального геолого-геофизического изучения и последующей разработки.

Литература

1. *Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.* Электрорезонансное зондирование и его использование для решения задач экологии и инженерной геологии // Геологический журнал. - 2003. - № 4. - С. 24-28.
2. *Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Таскинбаев К.М.* Поиски и разведка скоплений углеводородов геоэлектрическими методами на нефтяных месторождениях Западного Казахстана // Георесурсы. – 2003. – № 1. – С. 31-37.
3. *Левашов С.П., Самсонов А.И., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Таскинбаев К.М.* Использование геоэлектрических методов при проведении рекогносцировочных исследований на нефть в Западном Казахстане // Геоинформатика. – 2004. – № 1. – С. 21-31.

УПРОЩЕННАЯ ПЕТРОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КОЛЛЕКТОРА

В. М. Сапожников

УГГГУ, Екатеринбург

Известно около 30 интерретационных моделей электропроводности песчанно-глинистых пород. Наиболее точными считаются модели, разработанные В. А. Ефимовым и М. М.Элланским [Диева, 1988], но их применение ограничено из-за сложности и необходимости использования ряда параметров, которые на практике неизвестны. В других моделях из-за неучета влияния ряда факторов полученные данные с применением алгоритмов вычислений существенно отличаются от экспериментальных результатов. Поэтому проблема разработки относительно простой и точной петроэлектрической модели терригенного коллектора остается актуальной.

Базовой является модель Арчи-Дахнова, представляющая выражение удельного сопротивления (УС) $\rho_{П}$:

$$\rho_{П} = \rho_{В} \cdot P_{П} \cdot P_{Н}, \qquad (1)$$

где $\rho_{В}$ - УС водного раствора, насыщающего полностью или частично поровое пространство породы, $Р_{П}$ - параметр пористости (относительное сопротивление), отражающий структурные особенности породы, $Р_{Н}$ - параметр насыщения углеводородами.

В детализируемых моделях необходимо учесть, что в коллекторе присутствует как свободная (подвижная), так и остаточная (связанная) воды, в общем случае отличающиеся по электропроводности. По степени связи с поверхностью минералов связанная вода подразделяется на прочносвязанную и рыхлосвязанную, также имеющих отличия друг от друга по ряду свойств. В целях упрощения рекомендуется пользоваться эквивалентными средними величинами УС связанной воды [Александров, 1987].

Для учета влияния остаточной (связанной) воды обратимся к моделям коллектора, отражающим его остаточную водонасыщенность с коэффициентом $K_{ВО}$, составляющим часть общей водонасыщенности породы $K_{В}$. Так в модели Д. А. Кожевникова и К. В. Коваленко [2001]

$$K_{ВО} = \left(M_{О} + \gamma K_{ГЛ}\right) / K_{П}. \qquad (2)$$

зависит от доли объема воды, удерживаемого матрицей породы (μ_o), сухой глинистости $\left(K_{ГЛ}\right)$, пористости $\left(K_{П}\right)$ и влагоемкости глинистости (в общем случае) γ, связанной с известным коэффициентом набухания B пористостью глинистого материала $\gamma = B - 1 = K_{ПГЛ} / \left(1 - K_{ПГЛ}\right)$.

Для характеристики глинистого материала применяется коэффициент $\beta_{ГЛ}$, отражающий долю пор глин в общем объеме пор

$$\beta_{ГЛ} = K_{ГЛ}\gamma / K_{П} \qquad (3)$$

В капиллярной модели М. М. Элланского все каналы породы делятся на 3 вида. Микрокапилляры, присутствующие в глинистом материале, содержат только остаточную воду и их доля - $\beta_{ГЛ}$. Активные макрокапилляры, участвующие в фильтрационном процессе, заполнены свободной водой. Кроме того имеются макрокапилляры скулета, блокированные глинистым материалом, в результате чего они выключаются из процесса фильтрации и также содержат остаточную воду. По М. М. Элланскому общая доля остаточной воды

$$K_{ВО} = \beta_{ГЛ} + \beta_{ГЛ}\left(1 - \beta_{ГЛ}\right) = 1 - \left(1 - \beta_{ГЛ}\right)^2 \qquad (4)$$

Если принять, что доля блокированных макрокапилляров в модели М. М. Элланского соответствует доли воды в породе, удерживаемой матрицей, то обе модели остаточной водонасыщенности являются идеитичными. Различие проявляется при $K_{ГЛ} = \beta_{ГЛ} = 0$.

Переходим к предлагаемой модели УС коллектора. В ней сделано допущение, что остаточная вода, находящаяся как в глинистом материале, так и на поверхности скоплений глины, а также связанная со скелетом породы, имеет близкие значения электропроводности. Поэтому всей остаточной воде соответствует эквивалентное УС $\rho_{ВО}$. Свободная же вода характеризуется

значением $\rho_{\text{В}}$. Принимается, что при прохождении электрического тока через породу свободная и связанная вода включены параллельно. Изменение состава свободной воды не влияет на величину $K_{\text{ВО}}$.

При этих допущениях величина УС смеси растворов $(\rho_{см})$ равна

$$\rho_{см} = \left(\frac{K_{\text{ВО}}}{\rho_{\text{ВО}}} + \frac{K_{\text{В}} - K_{\text{ВО}}}{\rho_{\text{В}}} \right)^{-1} \qquad (5)$$

и УС породы пропорционально $\rho_{см}$:

$$\rho_{\text{П}} = \rho_{см} \cdot P_{\text{П}} \cdot P_{\text{Н}} \qquad (6)$$

Отличие известной модели «двух вод», предложенной Б. Ю. Вендельштейном [1960] и, впоследствии нашедшей применение среди зарубежных специалистов, от предлагаемой состоит в том, что в первой в качестве смеси рассматривается свободная вода и двойной электрический слой на поверхности глинистых частиц. Вместе с тем имеются данные, свидетельствующие об аномальных свойствах физически связанной воды во всем объеме микрокапилляров глин и на скелете породы, что учтено в модели В.А. Ефимова. Кроме того, при определении величины $K_{\text{ВО}}$, как это показано в моделях водонасыщенности, необходимо учитывать остаточную воду не только глинистого материала, но содержащуюся в скелете породы.

Для проверки правомочности предлагаемой модели $\rho_{\text{П}}$ терригенной породы использованы данные для коллекции (№ 1) Ваксмана-Смита, приведенные в работах М. М. Элланского [2001 и др.]. Были известны характеристики $\rho_{\text{П}}, P_{\text{П}}, \beta_{\text{ГЛ}}$ 17 образцов, полностью $(K_{\text{В}} = 1)$ насыщавшихся раствором с $\rho_{\text{В}}$, равным 0.043 и 4.8 Омм.

Многими исследованиями показано, что при насыщении образцов в лаборатории раствором с высокой минерализацией $\rho_{\text{ВО}}$ связанной воды достаточно стабильно и находится в пределах $0.18 - 0.35$ Омм. Доказано М. М. Элланским, что при $\rho_{\text{В}} \le 0.22\ Омм$ при температуре 18^{O} величину $\rho_{\text{ВО}}$ можно принимать постоянной 0.22 Омм. Тогда, полагая $\rho_{\text{П}} = P_{\text{П изм.}} \cdot \rho_{\text{В}} = P_{\text{П}} \cdot \rho_{см}$ и $p_{\text{П}} = 0$ получим из формулы (5), что

$$K_{\text{ВО}} = \left(1 - P_{\text{П}} / P_{\text{П изм}}\right) / \left(1 - \rho_{\text{В}} / \rho_{\text{ВО}}\right) \qquad (7)$$

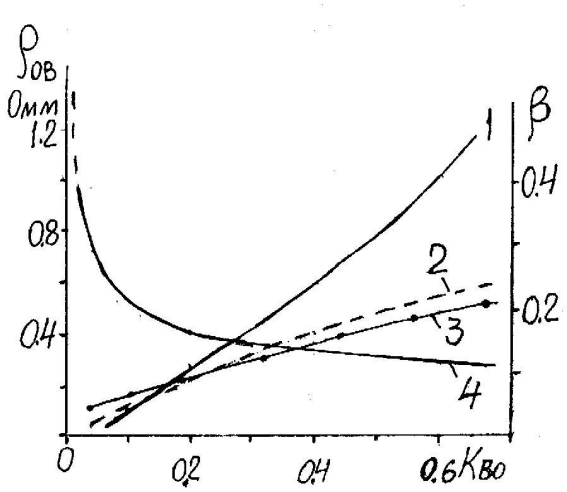


Рис. 1. Корреляционные зависимости от $K_{\text{ВО}}$ характеристик образцов коллекции № 1. 1 - $\beta_{\text{ГЛ}}$, 2 - $\beta_{блм}$, 3 - $\beta_{блр}$, 4 - $\rho_{\text{ВО}}$ при $\rho_{\text{В}} = 4.8\ Омм$

Результаты вычисления $K_{\text{ВО}}$ сопоставлены с данными о $\beta_{\text{ГЛ}}$ в виде корреляционной зависимости $\beta_{\text{ГЛ}}(K_{\text{ВО}})$ на рис. 1. Для всех образцов $K_{\text{ВО}} > \beta_{\text{ГЛ}}$, что согласуется с положением о присутствии остаточной воды и вне глинистого материала. Разность $K_{\text{ВО}} - \beta_{\text{ГЛ}}$ можно отождествлять с долей объема блокированных макрокапилляров $\beta_{блр}$ по расчетам, которая определяется с другой стороны согласно модели М. М. Элланского как $\beta_{блм} = \beta_{\text{ГЛ}}(1 - \beta_{\text{ГЛ}})$. На рис. 1 обеим характеристикам соответствуют зависимости 3 и 2. Видно, что при малых значениях $\beta_{\text{ГЛ}}$ и $K_{\text{ВО}}$ кривая 3 идет выше кривых 1 и 2. Этот факт подтверждает наличие каналов в скелете пород, удерживающих остаточную воду и не связанных с глинистым материалом. По данным Д. А. Кожевникова и К. В. Коваленко в скелете пород имеется небольшая постоянная составляющая остаточной водонасыщенности (около 0.05). С увеличением $\beta_{\text{ГЛ}}$ расхождение между значениями $K_{\text{ВО}}$, определенными по формуле (4) через $\beta_{\text{ГЛ}}$ и формуле (7) через характеристики электропроводности, уменьшается и не превышает |5|% относительных. Этот факт подтверждает правомочность предлагаемой модели для случая насыщения породы высокоминерализованным раствором.

Еще более наглядно соответствие модели (5) данных измерений проявляется при сопоставлении $\rho_{см}$, вычисленных по (6) и (5) при известных характеристиках $\rho_{\text{В}} = 0.043\ Омм$ *и* $\rho_{\text{ВО}} = 0.22\ Омм$. Расхождения между сопоставляемыми величинами $\rho_{см}$ не превышает |5|%.

При исследовании данных для коллекции образцов № 1, насыщенных раствором с $\rho_{\text{В}} = 4.8\ Омм$ считалось, что относительное сопротивление $\text{Р}_{\text{П}}$ *и* $K_{\text{ВО}}$ остались прежними, а величина $\rho_{\text{ВО}}$, вычисленное с учетом формул (5) и (6), равна

$$\rho_{\text{ВО}} = \rho_{\text{В}}\ K_{\text{ВО}} / (P_{\text{П}} / P_{изм} - 1 + K_{\text{ВО}}) \qquad (8)$$

и изменяется в зависимости от $K_{ВО}$.

Полученная корреляционная зависимость $\rho_{ВО}(K_{ВО})$ имеет максимальные значения при $K_{ВО} \to 0$ и стремится к асимптоте с вероятным значением 0.22 Омм при увеличении $K_{ВО}$ (кривая 4 на рис. 1). По виду эта зависимость близка к показательной и аппроксимируется функцией

$$\rho_{ВО} = \rho_{В}\left(\frac{0.22}{\rho_{В}}\right)^{m}, \qquad (9)$$

где $m = K^{n}$

Она принимает крайние значения: $\rho_{В}$ при $K_{ВО} = 0$ и 0.22 Омм при $K_{ВО} = 1$. Для насыщающего раствора с $\rho_{В} = 4.8\,Омм$ в этой зависимости $n = 0.15$, причем небольшие отклонения n мало влияют на величину $\rho_{ВО}$.

Полагая, что выражение (9) отражает универсальную зависимость $\rho_{ВО}(K_{ВО})$ при параметрах $\rho_{В}$ *и* $\rho_{ВО}^{min}$ оно было использовано для вычисления $\rho_{П}$ по формуле (5) и (6). При сравнении вычисленных и измеренных значений $\rho_{П}$, расхождения в большинстве случаев не превышали |5|%, хотя для одного образца оно равно 20%. Отмечается как занижение, так и завышение $\rho_{П}$ относительно измеренных значений.

Проверка предложенной модели также выполнена для нескольких образцов коллекции № 2 (Ф. М. Перкинса, Х. Р. Бренона и В. О. Винзадэра) исходные данные о которых приведены в монографии М. М. Элланского [2001].

Сравнивались измеренные и вычисленные (при n = 0.15) для модели значения $\rho_{П}$ образцов, насыщенных поровой водой с различной минерализацией и УС ($\rho_{В} = 0.04,\ 0.3,\ 0.6,\ 1.1\ Омм$). Расхождения не превышали |7|%.

Хорошая сходимость результатов вычисления $\rho_{П}$ по предложенной модели получена при сопоставлении с данными расчетов для модели В. А. Ефимова, признанной хотя и сложной, но самой точной для условий З. Сибири [Даева и др. 1988].

Для применения модели в условиях скважинных измерений построена номограмма $\rho_{см}/\rho_{В} = f(K_{В})$ с параметром $\rho_{В}/\rho_{ВО}^{тип}$. Для этого использовано выражения (9), в котором вместо отношения $0.22/\rho_{В}$ взято отношение $\rho_{ВО}^{тип}/\rho_{В}$. Номограмма позволяет определять $\rho_{см}$ по $K_{ВО}$ или $K_{ВО}$ по $\rho_{см}$ на глубине с учетом реальной температуры t^{0}. Вычисление для нужной глубины $\rho_{ВО}^{тип}$ можно проводить по формуле

$$\rho_{ВО}^{тип} = 0.22\,[39.5/(t + 21.5)]. \qquad (10)$$

Естественно, что эффективность предложенной упрощенной модели УС колектора требует дальнейшей проверки в различных условиях.

Литература

1. *Диева Э.В., Фоменко В.Г., Пантюхин В.А.* Интерпретационные модели для определения водонасыщенности песчано-глинистых пород по данным ГИС. – М,1988. Разведочная геофзика: Обзор.
2. *Элланский М.М.* Петрофизические основы комплексной интерпретации данных геофизических исследований скважин / Изд-во ГЕРС. 2001.

ПРОГНОЗ ПАРАМЕТРОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПО ДАННЫМ АКУСТИЧЕСКОГО КАРОТАЖА

А.В. Силин, А.В. Булатов

Уральский государственный горный университет

По данным акустических методов исследования скважин выявляются физические параметры толщ, характеризующие слагающие их горные породы. При исследованиях наиболее часто используются данные продольных волн, но в последние десятилетия уделяют внимание также изучению поперечных волн, волн Лэмба, Стоунли, отраженных и т.д. (зарегистрированных, в основном, с помощью широкополосных зондов). На данный момент АК применяется для литологического расчленения пород, локализации трещинных зон и интервалов напряжённого состояния пород, определение коэффициентов межзерновой и вторичной (трещинно-каверновой) пористости коллекторов и характера их насыщенности, выделение проницаемых интервалов в чистых и глинистых породах (рис.1).

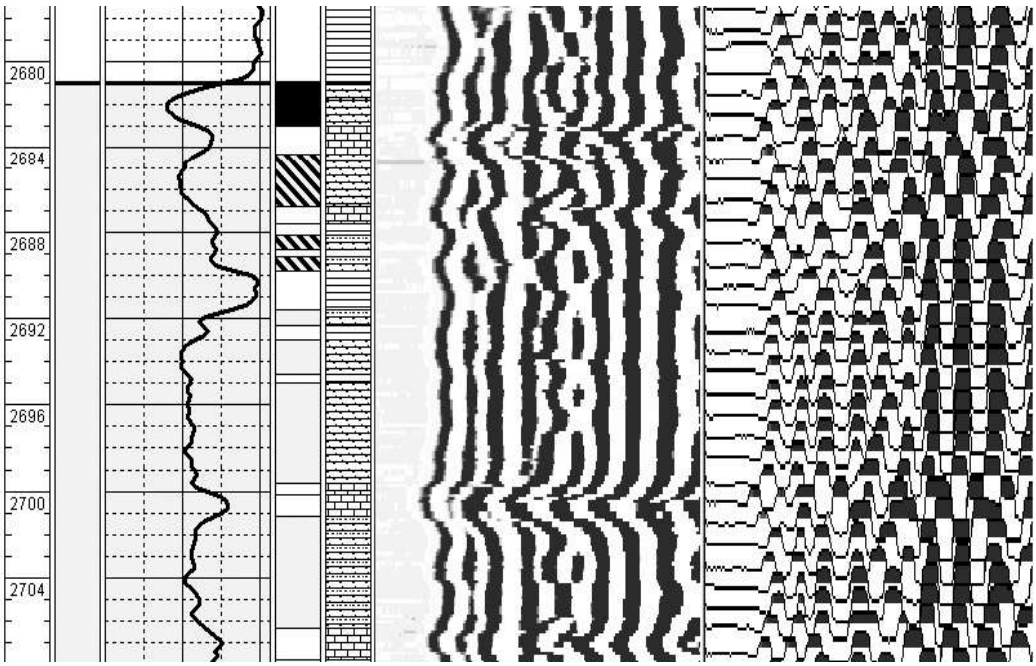


Рис.1. Фрагмент скважинных исследований на одном из месторождений Западной Сибири с литологической колонкой и насыщением (слева) и волновой картиной и фазо-корреляционной диаграммой (справа).

Скорость распространения упругих волн зависит от упругих модулей пород, их литологического состава, плотности и пористости, а величина затухания - от характера заполнителя пор, текстуры и структуры породы. Так, например, в рыхлых песках и песчаниках скорость тем ниже, чем больше пористость. Наименьшая амплитуда сигнала (наибольшее затухание) наблюдается в породах, заполненных газом, меньше затухание в породах нефтенасыщенных, еще меньше - в водонасыщенных.

При использовании материалов АК направление распространения волн задано заранее направлением скважины. Следовательно, при некоторых исследованиях, таких как определение анизотропии, невозможно применить данные продольной волны, при распространении которой колебания частиц совпадают с направлением распространения. Поэтому, методика оценки анизотропии горных пород, обусловленной их трещиноватостью или напряжённым состоянием, основана на "расщеплении" поперечной волны на высоко- и низкоскоростную компоненту (волна в данном случае возбуждается двумя ортогонально расположенными излучателями). Компонента с более высокой скоростью несёт основную часть энергии волны и поляризована параллельно направлению преобладающей трещиноватости, имеющей, например, тектоничекую природу. Медленная и менее интенсивная компонента поляризована перпендикулярно направлению трещиноватости. Максимум напряжения сжатия пород на больших глубинах направлен обычно вертикально, и соответствует трещиноватости, имеющей, например, тектоничекую природу, минимум - в горизонтальной плоскости (обусловлено тонкой горизонтальной слоистостью отложений, и собственной анизотропией

пород). Это не противоречит теории блоковости и объясняет переток флюида по вертикали, а также, закономерности осадконакопления. Но не следует забывать, что на глубинные породы действуют векторы сил в различных плоскостях, приводящие к сложным деформациям (рис.2). В этом случае, кроме трещин, связанных с геометрией структуры, имеющих постоянную ориентацию и упорядоченную систему распространения образованных в доскладчатые периоды развития бассейна, мы имеем дело с трещинами, не связанными с геометрией структуры, наложенными на первую систему в последующую историю развития бассейна.

Рис. 2. Схема деформирования дискретной среды в варианте сжимающей вертикальной нагрузки (слева) и в варианте разгрузки (справа) (По В.Б.Писецкому).

В результате появляются явные отличия в физических свойствах коллекторов: пористость и проницаемость в блоковых ансамблях различных формационных объектов в результате уплотнения слоев и др. факторов меняется. Зная же, каким образом изменяются упругие модули исследуемого объекта, мы можем выйти и на его физические параметры.

Отследив первые вступления по трассам (рис.3)., получаем времена прихода продольной волны (*Tp1*) для каждой точки записи. Проведя аналогичные действия для второго канала, получаем *Tp2*. Скорость продольной волны находим как отношение длины базы зонда к разнице времен. Исходя из априорной геологии, рассчитываем приблизительное время прихода для поперечной волны, и более точно отслеживаем его по положительной амплитуде на волновой картине. Таким образом, имея скорости продольных и поперечных волн, рассчитываем коэффициент Пуассона, выбранный за изучаемую величину.

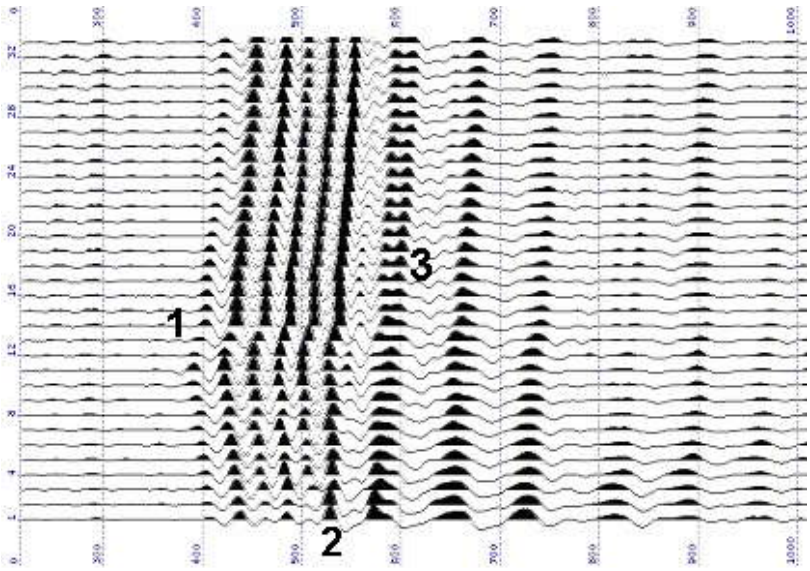


Рис. 3. Пример волнового поля по одному из зондов (1 – первое вступление продольной волны, 2 – вступление поперечной волны, 3 – волны помехи)

По результатам анализа полученных значений коэффициента, а также отношения скоростей поперечных и продольных волн с информацией, полученной по другим методам ГИС, литологией и насыщением стратиграфических объектов (рис.4.а.), можно сделать следующие предположения:

- в породах, относящихся к одному фациальному ансамблю поведение кривой равномерно (глинистые породы состоят из дискретов настолько невеликих (первые см ~ десятки см), что не отражаются при исследованиях);
- четко отбиваются границы пропластков, имеющих различное стратиграфическое происхождение (аргиллит – песчаник: «всплеск» на кривой отображающей $Q_П$);
- «зигзагообразное» распределение в породах коллекторах, видимо, связано с различными векторами давления каждого из мини-блоков, а также распределением флюидов между ними.

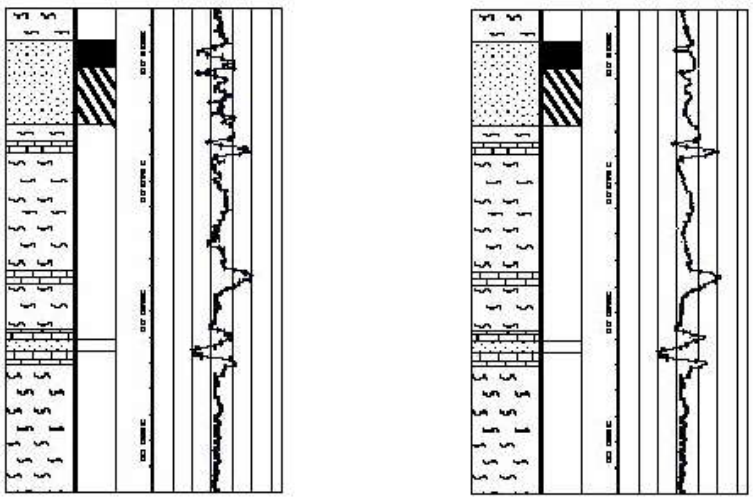


Рис.4. Изменение $Q_П$ по стволу скважины:

а) $Q_{Пуассона}$ рассчитан поточечно с шагом 0.2 м (слева)
б) $Q_{Пуассона}$ рассчитан по интервалам пропластков (справа)

Исходя из исследования керна, а также других комплексов ГИС, имеется возможность более точно проследить границы пропластков, слагающих толщу. В этом случае, пересчитав $Q_П$ по интервалам в соответствии с полученными границами (рис.4.б.), на графике мы получаем ещё более уверенное поведение кривой по интервалам, сложенным ненасыщенными породами одного состава и резкие «всплески» при пересечении границ уплотненных горных пород (известняки). В породах коллекторах (песчаники, с различной степенью глинизации), образованные минимумы, предположительно, указывают на смену насыщения (нефть / нефть+вода), но также, выравнивание графика позволяет говорить о потере информативности по выявлению блоковых формаций минимальных размеров, различающихся присущими им изменениями коллекторских свойств.

Список литературы

1. *Pirson, S. J.,*1953, Performance of Fractured Oil Reservoirs,Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.,37, pp.232-24
2. *Pisetski, V.B*., 1999,:" The dynamic fluid method. Extracting stress data from the seismic signal adds a new dimension to our search", The Leading Edge, September, 1999
3. Акустический каротаж с использованием монопольных и дипольных преобразователей: регистрируемые волны, решаемые задачи и полученные результаты / *Н.А. Смирнов, Д.В. Белоконь, Н.В. Козяр, А.М. Казаков*//ЕАГО /EAGA/ SEG Международная геофизическая конференция и выставка, М., 15-18 сентября 1997. С.3.5.
4. *Голиков Н.А., Заикин А.Д.* Влияние насыщенности флюидом на динамические характеристики Р и 3 волн в образцах горных пород / SPWLA/ ЕАГО/ РГУ НГ Международная конференция и выставка по геофизичес ним исследованиям скважин "Москва-98", 8-11 сентября 1998 Доклад М 1 1
5. *Писецкий В.Б., Самсонов В.И., Зудилин А.Э., Патрушев Ю.В.* ДФМ – преобразование на основе коррекции сейсмического разреза по VSP с целью детального прогноза флюидодинамических параметров резервуара. 74-ая ежегодная международная конференция и выставка SEG. Даллас. США. Тезисы докладов. 2003г.
6. *Садовский, М.А.* и др., 1982:"О свойстве дискретности горных пород". Физика Земли, № 12, с.3.
7. *Силин А.В.* Определение физических свойств коллекторов по данным АК, исходя из теории блоковости осадочного бассейна. 5-ая международная научно-практическая геолого-геофизическая конференция-конкурс молодых ученых и специалистов «Геофизика – 2005». Тезисы докладов. СПб. 2005г.

ИНФОРМАЦИОННО-АНАЛИТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ОБРАБОТКИ МАТЕРИАЛОВ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ СЪЕМОК

А. А. Симанов

Горный Институт УрО РАН, г. Пермь

В последнее время особую актуальность обрели различные компьютерные системы хранения, обработки и анализа информации, называемые информационно-аналитическими системами (ИАС). Разработанная автором информационно - аналитическая система обработки материалов гравиметрических съемок является совокупностью различных модулей, внешних прикладных программ и воплощается в ГИС ArcGis (Esri).

Основными функциями созданной ИАС являются:

- систематизация данных (создания и хранение баз данных);
- первичная обработка результатов полевых гравиметрических наблюдений;
- различные трансформации гравитационного поля (разделение аномальных гравитационных полей на составляющие, подавление помех и усиление полезного сигнала, обусловленного геологическими объектами определенного ранга);

В данной системе осуществлена систематизация гравиметрических данных, полученных в Горном институте УрО РАН при проведении полевых и тематических работ с конца 90х годов на территории Пермского края [1]. Единая база данных состоит из подсистемы сбора информации, хранения, выборки данных, анализа и контроля данных, а также вывода и визуализации информации (рис.1).

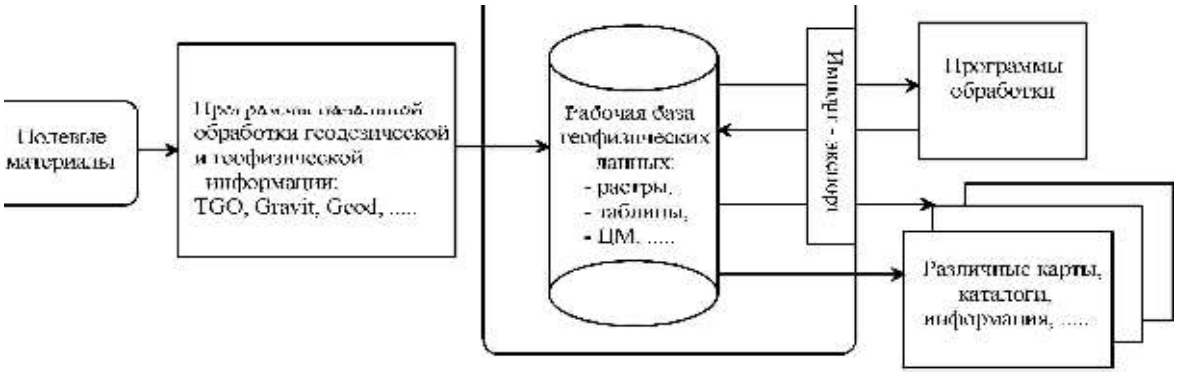


Рис.1. Схема формирования и применения базы геоданных

Первичная обработка гравиметрических данных осуществляется с помощью ряда внешних прикладных программ и ГИС-технологий, реализующих обработку полевых гравиметрических данных, введение различного рода поправок, вычисление аномальных значений силы тяжести с созданием каталогов гравиметрических пунктов и построение карт. Для учета рельефа местности в зонах радиусом от 2 до 200 км нами использована матрица высот (SRTM) с разрешением 90 м, расположенная между 60 градусами северной и 56 градусами южной широты. Она свободно распространяется Национальным картографическим управлением США (National Imagery and Mapping Agency, NIMA) NASA и внесена нами в базу гравиметрических данных в растровом формате GRID (ESRI). Определение поправок за влияния рельефа земной поверхности ведется путем построения аналитических аппроксимаций рельефа по картографическим данным $Z = f(x, y)$, где (x, y) – горизонтальные координаты пунктов, что создает возможность определения высот гравиметрических пунктов по построенной аппроксимации рельефа: $zk = (xk, yk)$, где $к = 1,2,\ldots,N$; N – число пунктов [2].

В итоге первичной обработки гравиметрических данных пользователь получает точечную тему ArcGis со следующими полями значений:

- географических и прямоугольных координат точки,
- нормального гравитационного поля (формула Гельмерта),
- поправки за рельеф с плотностью промежуточного слоя 2.67,
- аномалии Фая,
- аномалии Буге для плотности промежуточного слоя 2.3,
- аномалии Буге для плотности промежуточного слоя 2.67 с поправкой за рельеф и без нее,

С помощью встроенных инструментов ArcGis (Spatial Analyst, Алгебра карт) строятся различные карты (рис.2).

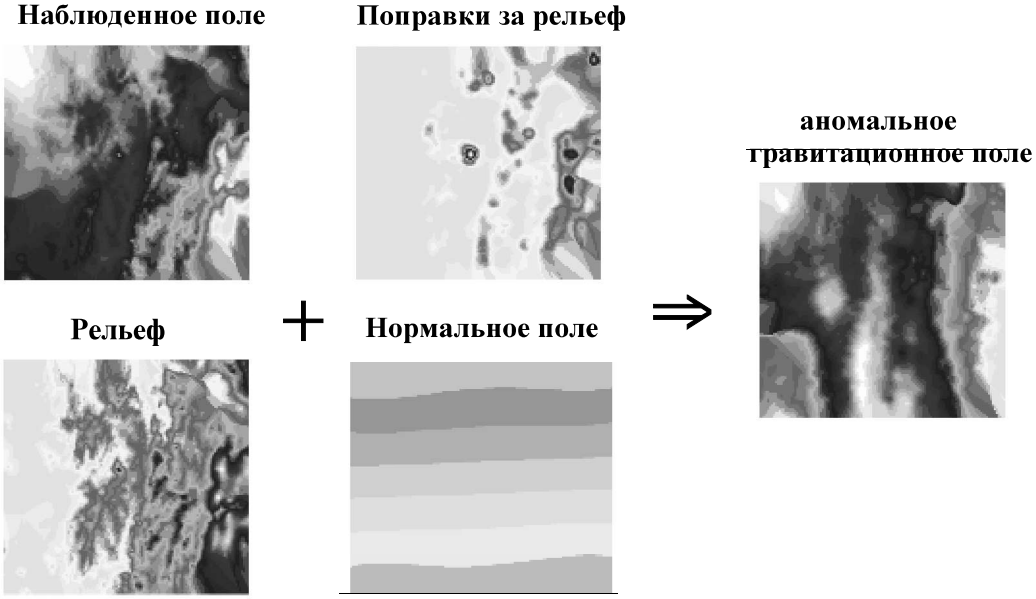


Рис.2. Геообработка гравиметрических данных

Весьма перспективным использованием ГИС в гравиразведке является вычисление трансформаций гравитационного поля. Применение Гис дает возможность выполнить анализ поля самыми разнообразными методами.

Описываемая ИАС включает в себя несколько инструментов геообработки, предназначенных для преобразований аномальных полей по различным алгоритмам. В настоящее время система позволяет производить аналитическое продолжение в верхнее и нижнее полупространство, расчет вертикальных производных потенциала, разделение полей методом вариаций (способом Саксова – Ниагарда) и методом усреднения, тренд-анализ (региональная компонента при этом заменяется полиномом Q_m (x) заданной степени m, коэффициенты которого определяются по методу наименьших квадратов).

В итоге различных трансформаций гравитационного поля пользователь получает результирующие карты в формате растровых данных GRID (ESRI) (рис.3).

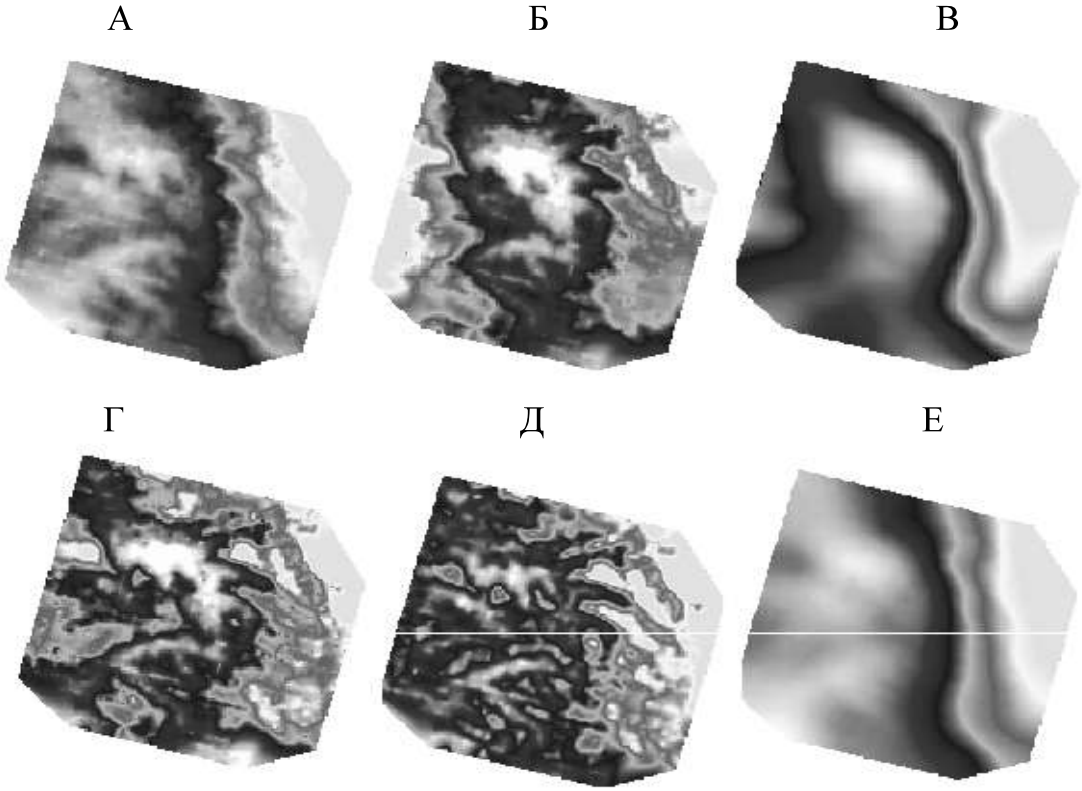


Рис.3. Различные трансформации гравитационного поля в растровом формате GRID.
(А – исходное поле, Б – метод усреднения, В – метод вариаций, Г – тренд – анализ,
Д – аналитическое продолжение в нижнее полупространство,
Е – аналитическое продолжение в верхнее полупространство)

Таким образом, практически весь процесс от сбора геофизических данных до оформления и вывода результатов представлен информационно - аналитической системой обработки материалов гравиметрических съемок воплощенной в ГИС ArcGis (Esri). Все перечисленные возможности

информационно - аналитической системы существенно упрощают технологию и уменьшают стоимость этапа обработки гравиметрических данных.

Библиографический список

1. *Симанов А.А.* Основные принципы формирования базы геоданных для первичной обработки, хранения и анализа гравиметрической информации // Третьи научные чтения Ю. П. Булашевича. –2005.
2. *Долгаль А.С., Новоселицкий В.М., Бычков С.Г., Антипин В.В.* Определение поправок за влияния рельефа земной поверхности при гравиметрической съемке на основе линейных аналитических аппроксимаций // Вестник отделения наук о Земле РАН. – 2004.

НЕЙРОСЕТЕВОЙ ГЕОПРОЦЕССИНГ

О.А. Сметанин

Иркутский государственный технический университет

Массовость геоданных при отсутствии точных знаний, выраженных законами или зависимостями, делает необходимым использование «интеллектуальных» подходов к процессу их подготовки, анализа, комплексирования и интерпретации. Перспективным и современным для решения такого рода задач оказывается применение подходов, заимствованных из наиболее динамично развивающихся областей современной теории интеллектуальных вычислений, связанной с построением и применением искусственных нейронных сетей (ИНС) [1]. По сравнению с линейными статистическими моделями нейросети позволяют эффективно строить нелинейные зависимости, более точно описывающие наборы данных. Применительно к пространственной информации инструментом сбора, обработки, отображения и распространения данных являются ГеоИнформационные Системы (ГИС) [2].

Введем наиболее общее понятие **нейросетевого геопроцессинга** как выполнение основанных на нейросетевом базисе процедур манипуляции пространственной информацией. В рамках современных геоинформационных систем это определение характеризует особый класс интегрированных с ГИС программных инструментов пространственного анализа, основанных на искусственных нейронных сетях. Они могут быть использованы штатными инструментами пространственного моделирования универсальных ГИС для составления сколь угодно сложных схем геопроцессинга. Далее под нейросетевым геопроцессингом будут пониматься интегрированные с ГИС решения, основанные на нейросетевом базисе.

Единичные реализации систем, дающие исследователю возможность интегрировано использовать средства ИНС и ГИС для геопроцессинга, специализированы и ограничены. Среди них в [2] отмечены ScanEx-NeRIS и Arc-SDM, первая из которых основана на сети Кохонена, а вторая на радиальных базисных функциях (RBFLN) и вероятностной нейронной сети (PNN). Другие, менее известные разработки, характеризуются не только весьма

ограниченным набором реализованных нейросетевых архитектур, но и фрагментарным сходством с ГИС. Налицо отсутствие широкого нейросетевого инструментария в руках ГИС-специалиста, решающего геолого-геофизические задачи. Очевидно, что интеграция «универсальных» ГИС и сред моделирования искусственных нейронных сетей, позволяющих пользователю самостоятельно конструировать комплексные ИНС различных архитектур, контролируя ход и результат обучения, дает возможность более объективно и обосновано подойти к оценке точности предлагаемого решения.

Предлагаемая концепция нейросетевого геопроцессинга (рис. 1) включает три компонента: универсальную геоинформационную систему, эксперта и универсальную среду моделирования ИНС. При известной сложности пространственных процессов, моделей, и неоднозначности данных весьма сомнительными кажутся утверждения некоторых исследователей о возможности эксплуатации систем автоматизированного анализа без участия эксперта. В рамках этой концепции в зоне ответственности ГИС находятся цифровые модели пространственной информации, описывающие реальный мир, и набор процедур геопроцессинга. Эксперт определяет, какие именно цифровые модели и процедуры требуется использовать для решения задачи. В среде моделирования ИНС на основании выбранных данных экспертом производится создание модели ИНС, а по результатам циклического обучения, тестирования на точность и обобщение, оптимизации и исследования внутренней структуры сети принимается решение о возможности применения обученной ИНС для решения поставленной задачи. На базе обученной ИНС с пространственными данными выполняется нейросетевой геопроцессинг, анализируются и интерпретируются результаты. При положительной оценке адекватности получаемых пространственных моделей обученная ИНС становится элементом базы знаний, используемой впоследствии при обобщении «знаний» на другие территории. По мере уточнения или получения новых сведений проводится регулярная адаптация моделей.



Рис.1. Предлагаемая концепция нейросетевого геопроцессинга на основе интеграции среды моделирования ИНС и ГИС

Определение интерфейсов геопроцессинга в соответствии с предъявляемыми требованиями выбранной в качестве базы ГИС позволит использовать ИНС в задачах создания моделей (geoprocessing model) при проектировании графа обработки (geoprocessing workflow). Такие инструменты активно внедряются и являются отличительной чертой универсальных ГИС.

В соответствии с вышеизложенной концепцией была реализована геоинформационная технология на базе универсальной ГИС ArcGIS 9.x и среды моделирования ИНС Neurosolutions 5.x., в рамках которой производятся следующие действия:

1. Инструментами ГИС-модуля, имеющего графический и программный интерфейс в ArcToolBox и ArcMap, указанные пользователем исходные пространственные данные, данные для обучения, тестирования, кросс-валидации, сохраняются в файлах. В NeuroSolutions 5.x создается шаблонная конфигурация ИНС с загруженными файлами.

2. Пользователь в рамках среды моделирования производит проектирование, обучение, тестирование, оптимизацию ИНС.

3. По достижению успеха для дальнейшей работы вызывается Custom Solution Wizard (CSW).

4. В CSW происходит компиляция спроектированной ИНС и сохранение исполняемого модуля и файла весов в «базе знаний».

5. Инструментами ГИС-модуля указываются исходные данные для работы сети, для каждой точки создаваемой растровой модели производится расчет значения путем вызова соответствующих процедур динамически подключаемой библиотеки компилированного кода ИНС и с помощью библиотек GRIDIO производится запись.

При работе через ArcToolBox исходные параметры задаются при построении модели геопроцессинга или через интерфейс инструмента в ArcToolBox.

Описанная технология была использована в задачах построения классификационных схем при региональном прогнозировании перспективных на поиски алмазов территорий, одна из которых представлена на рисунке 2. В качестве исходных материалов использовались геолого-геофизические данные по России и сопредельным территориям:

- Карта геологических образований
- Структурная карта по поверхности кристаллического фундамента
- Количественные характеристики гравитационных аномалий, полученные в результате мономерного анализа [4] гравиметрических данных масштаба 1:200 000- 1:1 000 000
- Сведения о кимберлитовых полях и месторождениях алмазов Якутской алмазоносной провинции
- Геологические знания о районах с отсутствующим кимберлитовым магматизмом.

При генерации классификационной схемы использовался многослойный персептрон 5-20-1 с сигмоидальной функцией активации. Обращает на себя эффективность предложенной классификации – лишь малая часть рассматриваемой территории отнесена к перспективной, при этом на основе выборки по Сибирской платформе выделены хорошо локализованные участки на Русской платформе, в том числе и Земнебережная площадь. Кроме этого, к перспективным отнесены территории на восток от Земнебережней площади и в Предуралье, а также в районе городов Нижний Новгород и Вологда.

Использование нейросетевого геопроцессинга даёт положительные результаты и при прогнозе месторождений нефти и газа на начальных стадиях поисковых работ при слабой изученности платформенных территорий.

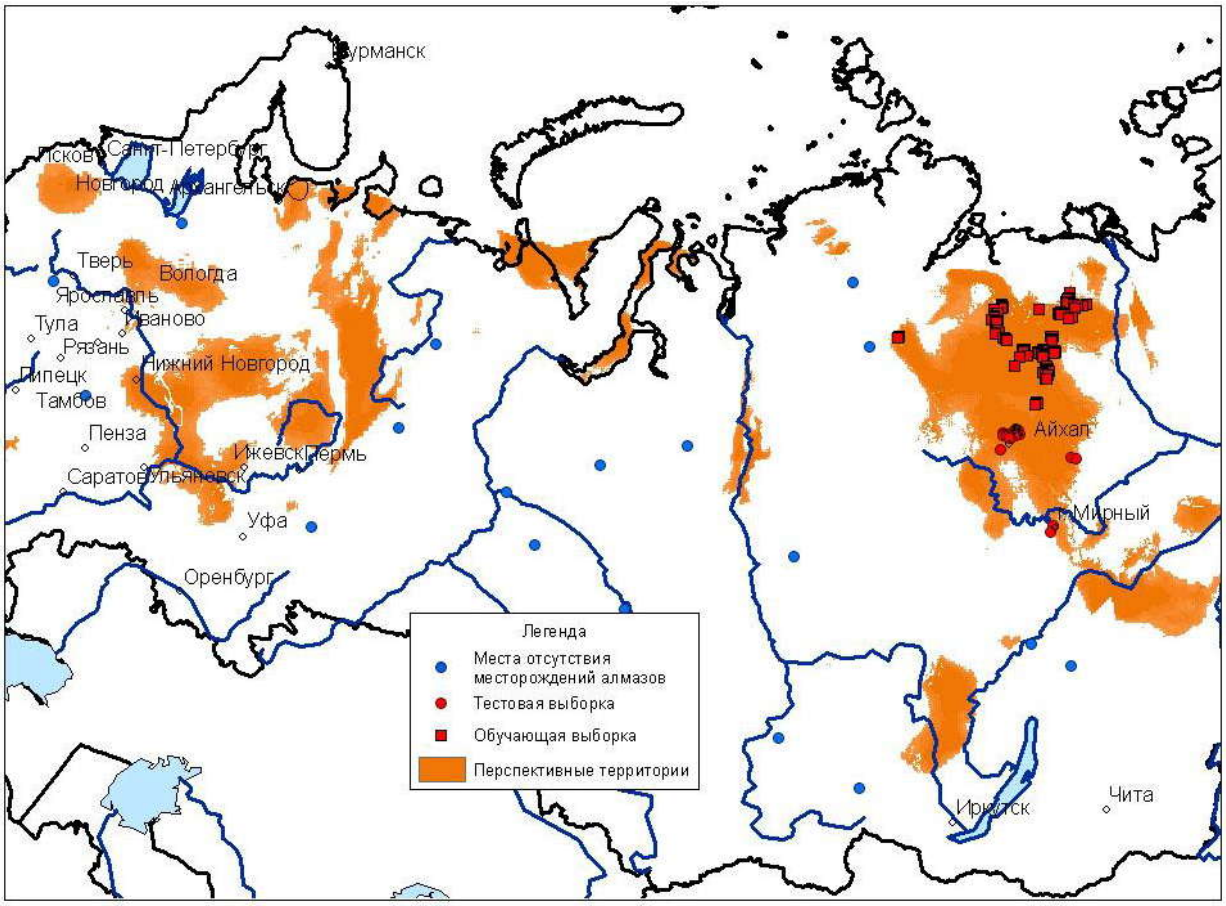


Рис. 2. Прогнозная карта перспективных на поиски алмазов территорий

Список литературы

1. *Осовский С.* - Нейронные сети для обработки информации/Пер. с польского И.Д. Рудинского. – М.:Финансы и статистика, 2002
2. Основы геоинформатики: в 2 кн. Учеб. пособие для О-75 студ. Вузов/ Под ред. *В.С. Тикунова*. М.: Издательский центр «Академия», 2004
3. Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж: Воронежский государственный университет, 2001. – 606 с.
4. *Сметанин А.В.* Опыт динамической интерпретации гравитационных аномалий. Иркутск, 2000г.-85с.

РАЗДЕЛЕНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ НА ОСНОВЕ МЕТОДА РЕГУЛЯРИЗАЦИИ

В. Е. Сташевский, В. Г. Филатов

РГГРУ, Москва

Статистический подход основан на представлении геофизических полей функциями случайными, стационарными и эргодическими. В основном статистические методы решают задачи обнаружения полезных сигналов на

фоне помех, случайных и соизмеримых с полезными сигналами. Разработана статистическая теория оптимального приема: Л.А. Халфин, А.Г. Тархов, А.А. Никитин, О.А. Демидович и другие. Сглаживанием сигналов на фоне помех занимались Г.Н. Боганик, Е.А. Буянова и другие, с помощью построения специальной статистики.

К недостаткам статистического подхода относится требование практической эргодичности стационарных случайных функций, что проявляется в необходимости длинных профилей наблюдения, что не всегда осуществимо на практике.

Детерминированный подход включает методы теории потенциала, трансформации, решение интегральных и дифференциальных уравнений в частных производных. Решающим фактором для выделения сигнала на фоне помех является различие частотных спектров сигнала и помехи, либо различие в пространственном положении их источников. При локализации помеха считается низкочастотной и строится высокочастотный фильтр. При сглаживании помеха высокочастотна и строится низкочастотный фильтр.

Предположим, что задана аномалия силы тяжести Буге, состоящая из суммы полей:

$$\Delta g(x) \equiv U_{\delta}(x) = U_{\lambda}(x) + U_{\phi}(x) + \delta U(x),$$

где U_{λ} - локальная аномалия, обусловленная влиянием объекта исследований, U_{ϕ} - региональный фон, δU - случайная помеха.

Требуется разделить U_{λ} и U_{ϕ} и ослабить δU.

Возможны два подхода к разделению полей:

1) одновременное определение U_{λ} и U_{ϕ}

2) определение U_{ϕ} по крыльям поля Δg.

Рассмотрим сначала два способа первого подхода.

Способы разделения в зависимости от объема априорной информации делятся на три группы:

1. При минимальной качественной информации о сигнале и помехе для разделения фона и локальных аномалий используют различные трансформации – фильтры, в том числе полосовые. При минимальной количественной информации о разделяемых полях или их источниках могут быть использованы линейные операторы М.Г. Сербуленко оптимального и точного разделения.

2. При априорной количественной информации используются аппроксимационные способы, экстраполяция и устойчивые способы, основанные на регуляризации и выметании масс.

3. При достаточной априорной информации об известной части разреза применяются способы геологического редуцирования – вычисление прямых эффектов гравитационных или магнитных от известных частей разреза и вычитания их из наблюденных полей.

Существует множество программ прямого эффекта. Для поисков залежей нефти и газа разработан целый ряд способов прямого эффекта гравимагниторазведки. К ним относятся: программы ПРЭФ-2 и ПРЭФ-3 расчета

прямого эффекта гравимагниторазведки от многослойных двумерных и трехмерных геологических разрезов и объектов, аппроксимированных системами многоугольных сечений и многоугольных материальных пластин. Программа ПЭЛЛ предназначена для расчета поля от неструктурных ловушек нефти и газа и коллекторов. Программа ГЕРА служит для расчета прямого эффекта в точках на рельефе от разреза, представленного системой призм и ступеней. Программы ВЫБОР и МИФ дают возможность рассчитывать прямые эффекты от двумерных и трехмерных структур и залежей с учетом вторичных факторов типа уплотнений и разуплотнений.

Более общей системой источников фона является система источников (рис. 1), включающая ряд произвольных материальных полос (отрезков) используемых в работах А. В. Цирульского,

Ф. И. Никоновой, Н.Ф. Федоровой [1]. На рис.1 представлена указанная система отрезков, аппроксимирующих геологически содержательные источники регионального фона – слой с линейно меняющейся плотностью, наклонные ступени, наклонные неоднородности типа горстов, грабенов, блоков, контактные границы.

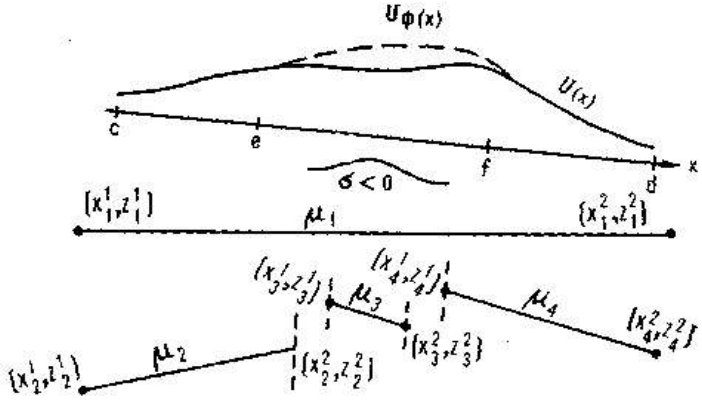


Рис. 1. Модель источников фона — система произвольных отрезков для алгоритма и программы РЕСТ.

Источники регионального срока аппроксимируются более простыми математическими моделями – указанными материальными отрезками. Прямой эффект N таких отрезков выражается в комплексной форме выражением

$$a_k = I_m \sum_{k=1}^{N} A_k \ln \frac{t - a_k}{t - b_k} \quad \text{(мГал)}, \qquad (1)$$

где $A_k = 2G\mu_k e^{i\varphi_k}$, G – гравитационная постоянная, $\mu_k = \sigma h$ - поверхностная плотность, σ_k - эффективная плотность в г/$см^3$, h – мощность источника в км, φ_k - угол наклона отрезка, равный 0 для горизонтального отрезка и $\frac{\pi}{2}$ – для вертикального, a_k и b_k – комплексные аффиксы (координаты) концов отрезка $a_k = x_{1k} + iz_{1k}$, $b_k = x_{2k} + iz_{2k}$, x_{1k}, x_{2k} – горизонтальные координаты концов k-го отрезка, z_{1k}, z_{2k} - глубины концов k отрезка, $t=x+iz$ комплексный аффикс (координата) внешней точки, в которой выявляется прямой эффект.

Для магниторазведки имеет место аналогичное выражение, если $A_k = Ih \cdot e^{i\varphi k}$, где I – намагниченность в ед. СГСЕ, а $U(x, z)$ – магнитный потенциал.

Для интерпретации вторых производных гравитационного потенциала (V_{xz}, V_{zz}) и первых производных магнитного потенциала (Z, H) и для ΔT наблюденное поле аппроксимируется функцией вида

$$V_{(x,z)} = I_m\left[\sum_{k=1}^{N} A_k\left(\frac{1}{z-a_k} - \frac{1}{z-b_k}\right)\right].$$

Для обеспечения вещественности массы произведения коэффициентов $A_k(b_k - a_k)$ полагаются вещественными; в магнитном случае эти произведения – комплексные числа.

Заметим, что формально для аппроксимации и интерпретации кривых Z и ΔT Можно использовать и конструкцию с фиктивными эквивалентными источниками (магнитными массами).

Рассмотрим выражение (I) и приведем его к действительной форме. После преобразования получим

$$U(x,z,s) = G\sum_{K=1}^{N} \mu_k[\sin\varphi_k \cdot \ln\frac{(x-x_{2k})^2 + (z-z_{2k})^2}{(x-x_{1k})^2 + (z-z_{1k})^2} + 2\cos\varphi_k \cdot (arctg\,\frac{x-x_{1k}}{z_{1k}-z} + arctg\,\frac{x_{2k}-x}{z_{2k}-z})],$$ где

$$\sin\varphi_k = \frac{z_{2k}-z_{1k}}{\sqrt{(x_{2k}-x_{1k})^2 + (z_{2k}-z_{1k})^2}},$$

$$\cos\varphi_k = \frac{x_{2k}-x_{1k}}{\sqrt{(x_{2k}-x_{1k})^2 + (z_{2k}-z_{1k})^2}},$$

$$S = \{x_{11}, x_{21}, ..., x_{1N}, x_{2N}, z_{11}, z_{21}, ..., z_{1N}, z_{2N}, \mu_1, ..., \mu_N\} = \{S_m\},$$

$$1 \le m \le 5N$$

φ_k - угол наклона отрезка, отсчитываемый от горизонтального уровня с центра в точке.

При $\varphi_k = 0$ пластинка становится горизонтальной, $\cos\varphi_k = 1$, $\sin\varphi_k = 0$ и эффект совпадает с эффектом горизонтальной пластинки, при $\varphi_k = \frac{\pi}{2}$ (угол отсчитывается вниз), пластинка становится вертикальной. Алгоритм и программа РЕСТ статистической регуляризации является модификацией алгоритма и программы ФОН. Отличие состоит в том, что РЕСТ является реализацией первого подхода, которого придерживается В. И. Старостенко, А. И. Непомнящих, А. В. Овчаренко, В. С. Ли, то есть решение проблемы фона в рамках наиболее полной модели, включающей все источники фона и локальных составляющих. Этот подход интересен, хотя с практической точки зрения более целесообразен принцип декомпозиции В.Н. Страхова – разбиение задачи на составляющие и решение отдельных частных задач. Однако и в полной постановке можно получить приемлемые для практики решения и, что важно, сразу и быстрее.

Программа РЕСТ включает ту же систему источников, для нее справедлив тот же вид регуляризованного сглаживающего функционала, так же осуществляется минимизация M^{α} в цикле по значениям параметра регуляризации α, но исходными значениями являются значения поля U (Δg или Z) на всем интервале задания [c, d], то есть интервал [e, f]=0, т.е. $e = f$. В численной реализации это соответствует случаю когда $N1$ – номер конца первого интервала и $N2$ – номер начала второго интервала связаны соотношением $N2=N1+1$.

Опробование программы РЕСТ на моделях показало ее работоспособность и достаточную эффективность. Опробование алгоритмов и программ ФОН-2Б, ФОН-2МК и РЕСТ проведено на модельных примерах [3].

Рассмотрим модельный пример, представленный на рис.2 с μ_1=0,03, μ_2= 0,10 и μ_3=0,02. Фоновое поле обусловлено влиянием трех полос, источник локальной аномалии – одной полосой с

$$\mu_\lambda = -\ 0{,}02 \ \ (\text{в } 10^5 \frac{г}{см^2}).$$

По крыльям кривой $\Delta g(x) = \phi(x) + \Delta g_\lambda(x)$ на интервалах (0,10) и (20,30) по программам ФОН-2Б и ФОН-2МК определились параметры источников фона грубой привязке искомых параметров и грубом начальном приближении (см. рис. 2).

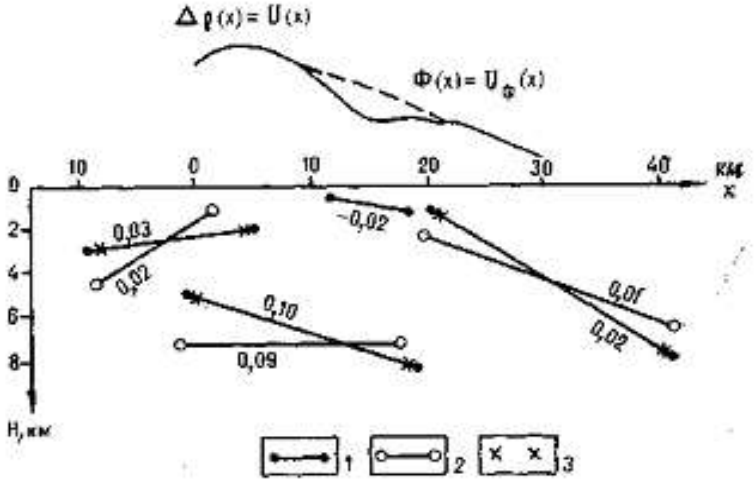


Рис. 2. **Модельный пример восстановления системы отрезков по программе РЕСТ.**

1 — положение отрезков, 2 — начальные приближения, 3 — восстановленные концы отрезков.

Восстановленные значения (с погрешностью 15% по отношению к точным) параметров источников фона позволяют восстановить фон с погрешностью 1% без погрешности исходных данных и с погрешностью 5% при погрешности исходных данных $\delta = 5\%$.

Как указанно выше, при уменьшении интервала (e) = (10,20) к нулю ($e \to f$) получается модификация программы ФОН-2МК – программа РЕСТ – определения параметров всех источников поля $\Delta g(x)$. В данном случае по этой программе определялись параметры локального источника $\mu_1, x_{1\lambda}, x_{2\lambda}, z_{1\lambda}, z_{2\lambda}$ - 5

параметров при грубой привязке опорных значений и нулевом начальном приближении. В данном случае, при $\delta = 0$ получена средняя погрешность определения источников $\varepsilon_\mu = 2{,}8\%$. $(\varepsilon_{x1} = 2\%, \varepsilon_{x1} = \varepsilon_{x2} = 1\%, \varepsilon_{z1} = \varepsilon_{z2} = 5\%)$ и при $\delta = 5\%$, $\varepsilon = 8\%$.

Компьютерная технология РЕСТ объединяет указанные модификации способов разделения полей, опробована на моделях и практических материалах месторождений нефти и газа Сибири и Дальнего Востока [2-3].

Литература

1. *Цирульский А. В.*, *Никонова Ф. И.*, *Фёдорова Н. В.* Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1980, 80с.
2. *Красиков В. Н.*, *Берёзкин В.* М., *Филатов В. Г. и др.* Прогнозирование месторождений нефти и газа на основе устойчивой площадной обработки комплекса геофизических данных в Дальневосточном регионе. Преприкт ДВО АН СССР. Южно-Сахалинск, 1988, 122с.
3. *Филатов В.Г.*, *Жбанков Ю.В.* Разделение потенциальных полей на основе метода регуляризации. Изв. АН СССР, Физика Земли, №12, 1987, с. 84-92.

ЛИНЕЙНЫЕ АНАЛИТИЧЕСКИЕ ТРАНСФОРМАЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ НА ОСНОВЕ МЕТОДА S-АППРОКСИМАЦИЙ

И.Э. Степанова

Объединенный институт физики Земли РАН, Москва

Большинство процедур трансформаций (аналитическое продолжение в сторону возмущающих масс, пересчет в высшие производные потенциала), обладающих наибольшей разрешающей способностью, являются неустойчивыми.

В настоящее время существует большое количество методов трансформации потенциальных полей, достаточно широко опубликованных в геофизической литературе. Недостатком большинства существующих методов является их неадекватность реальной геофизической практике (неучет нерегулярности и разновысотности гравиметрических сетей и другие идеализации).

Развиваемый в рамках метода интегральных представлений В.Н.Страхова аппроксимационный подход позволяет принципиально по-новому решать ряд вопросов трансформаций потенциальных полей. Автором разработаны алгоритмы и компьютерные технологии нахождения линейных трансформаций потенциальных полей (нахождение пространственного распределения поля и

его производных, разделение полей) на основе S-аппроксимаций, представляющих собой один из вариантов метода линейных интегральных представлений.

Элементы потенциальных полей можно восстановить по формулам:

$$-\frac{\partial V}{\partial x_3}(M)=\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty}\frac{\rho_1(\hat{\xi})x_3 d\hat{\xi}}{[\sqrt{(x-\xi)^2+(y-\eta)^2+z^2}]^3}+$$

$$+\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty}\frac{\rho_2(\hat{\xi})(2x_3{}^2-(x_1-\xi_1)^2-(x_2-\xi_2)^2)^2 d\hat{\xi}}{[\sqrt{(x_1-\xi_1)^2+(x_2-\xi_2)^2+x_3{}^2}}, \quad M=(x_1,x_2,x_3),$$

где функции $\rho_1(\xi), \rho_2(\xi)$ определяются из решения вариационной задачи с использованием информации о заданных элементах поля, изначально конечной и приближенной. Таким образом, значение произвольного элемента потенциального поля в точке M можно рассматривать как линейный функционал на плотностях $\rho_1(\xi), \rho_2(\xi)$.

Показано, что метод S-аппроксимаций позволяет с высокой точностью (около 1 %) находить аналитическое продолжение вниз гравитационного поля, заданного на реальном полигоне. Поэтому возникает возможность применения разработанных автором программных комплексов для обработки данных аэрогравиметрических наблюдений. Приводятся также результаты опробования компьютерных технологий на модельных и практических геолого-гравиметрических материалах.

СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ ПО ДАННЫМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

Г.А. Стогний[1], В.В. Стогний[2]

[1]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия
[2]Якутский государственный университет, Якутск, Россия

Схемы строения кристаллического фундамента северо-восточной части Сибирской платформы построены главным образом на базе интерпретации магнитного поля [7, 11], интерпретация отдельных характерных черт гравитационного поля дана в схемах, предложенных в [2, 5]. При разработке структуры кристаллического фундамента северо-восточной части Сибирской платформы необходимо учитывать критерии отражения в геофизических полях элементов Анабарского щита, Олёкминского архейского кратона и Станового подвижного пояса Алдано-Станового щита. Исходя из этого обосновывается тектоническое строение кристаллического фундамента Якутской кимберлитовой провинции (рис.1) как совокупность Накынского (Тюнгского) и Оленёкского архейских кратонов и раннепротерозойских

Анабаро-Ленского и Западно-Анабарского подвижных поясов. Накынский и Оленёкский архейские кратоны, выделенные по мозаичному характеру гравитационного поля, в архее вероятно представляли собой единый Якутский протократон, и лишь сформированная в раннем протерозое транспрессионная структура Анабаро-Ленского подвижного пояса разделила их, причём в центральной части последнего сохранился выступ (блок) Оленёкского кратона.

Для западной части Анабарского щита характерна преимущественная ортогональная система линейности гравитационных аномалий. Данная часть щита рассматривается нами в составе Западно-Алданского подвижного пояса, направление гравитационных аномалий которого меняется к югу на преимущественное северо-северо-западное. Именно с учётом этого предполагается граница Западно-Алданского подвижного пояса с Накынским архейским кратоном. Аналогом Западно-Алданского подвижного пояса является раннедокембрийский Алданский пояс Алдано-Станового щита.

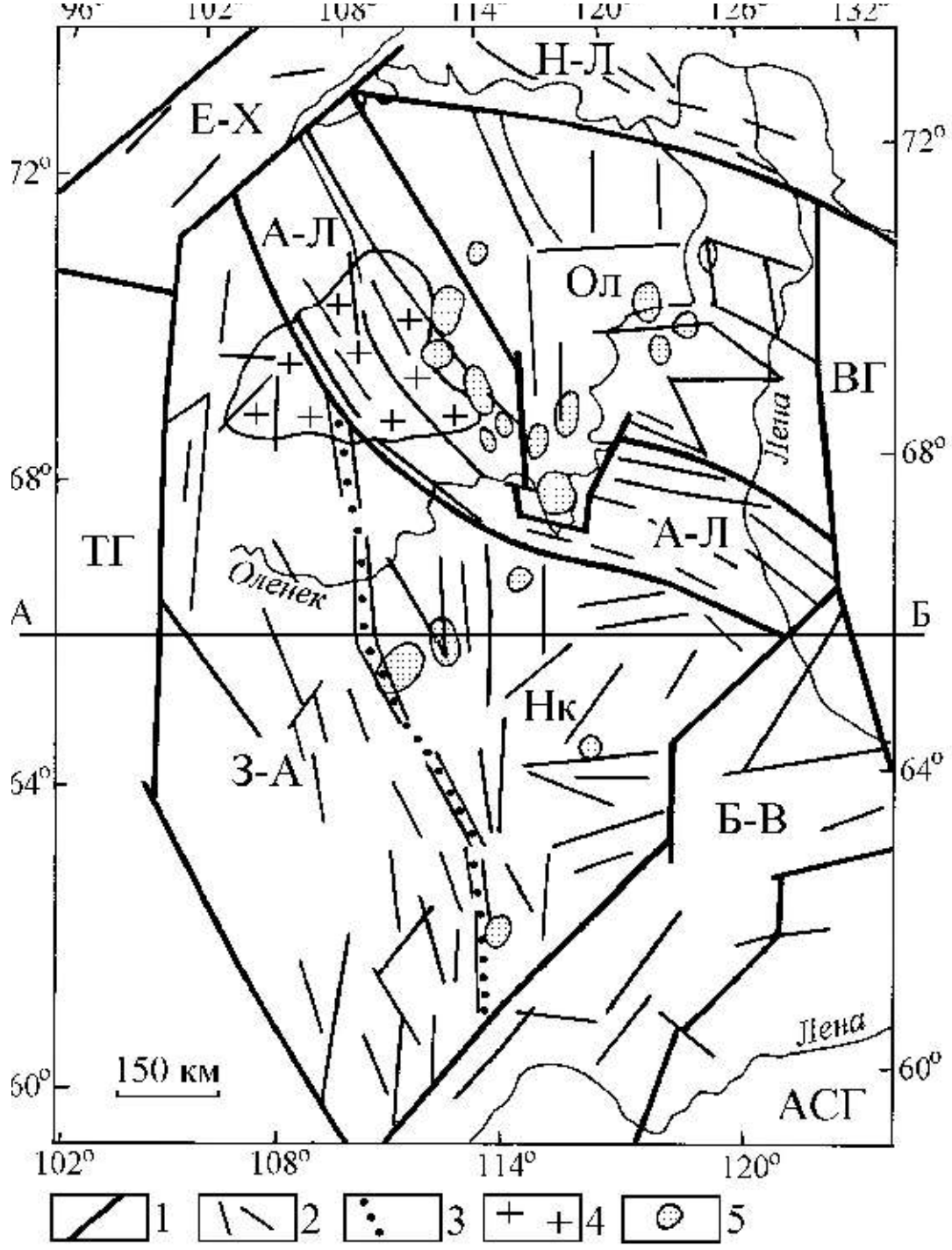
Анабаро-Ленский подвижный пояс включает центральную и восточную части Анабарского щита, что дает возможность детально рассмотреть его структуру. Гравитационное поле Анабаро-Ленского подвижного пояса представляет систему крупных (до 350 км) линейных положительных и отрицательных аномалий амплитудой до 40 мГал северо-западного направления, осложнённых в его центральной части субмеридиональным максимумом. Линейность аномалий в пределах центральной и восточной части Анабарского щита согласуется с простиранием пород далдынской и хапчанской серий, а также с Монхоолинской (Котуйкан-Монхоолинской) и Билляхской тектоническими зонами и позволяет их интерполировать для всего Анабаро-Ленского подвижного пояса. Монхоолинская и Билляхская зоны тектонической переработки Анабарского щита проявляются узкими линейными минимумами поля силы тяжести, в пределах которых локальные отрицательные аномалии обусловлены массивами анортозитов. Внутреннее строение Анабаро-Ленского пояса практически сохраняется на всём его простирании. Монхоолинская зона Анабарского щита в нашей интерпретации является южным флангом Анабаро-Ленского подвижного пояса, Билляхская зона соответствует его центральной части, а Малокуонамская зона, полностью перекрытая осадочным чехлом, – северной части. Данные зоны контролируют Далдынский и Хапчанский сегменты подвижного пояса, сложенные преимущественно одноимёнными сериями и выделенные по цепочке линейных гравитационных максимумов. По данным [10] средняя плотность серий увеличивается от верхнеанабарской (2.76 г/см^3) и хапчанской (2.77 г/см^3) к далдынской (2.83 г/см^3), последняя также имеет наиболее высокую магнитную восприимчивость ($250 \cdot 10^{-6}$ СГС). Гравитационное поле северо-западной части подвижного пояса не имеет резко выраженной линейности, ввиду чего граница последнего довольно условна.

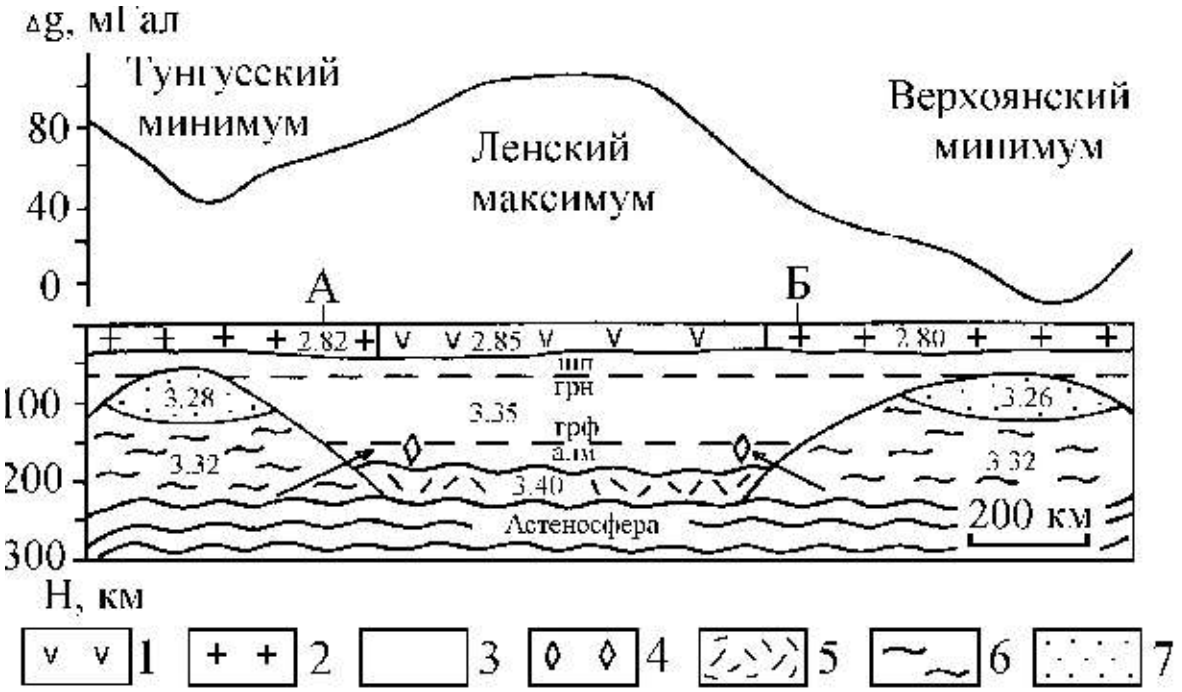
В низкочастотной составляющей магнитного поля Анабаро-Ленскому подвижному поясу соответствует Анабарский максимум [9], эпицентр которого приурочен к Анабарскому щиту. В амплитудном спектре магнитного поля Анабарского щита выделяется три составляющие: низкочастотная,

среднечастотная и высокочастотная. Глубины залегания аномалиеобразующих объектов, оцененные по низкочастотной составляющей магнитного поля, не имеют преимущественного направления, а их среднее значение по разным направлениям оценивается в 38–42 км, что отвечает глубине залегания поверхности Мохоровичича. Среднечастотная составляющая магнитного поля проявляется наиболее устойчиво, вычисленная по ней глубина залегания аномалиеобразующих объектов равна 18 км и, по-видимому, соответствует вертикальной мощности Анабаро-Ленского подвижного пояса. Глубины залегания аномалиеобразующих объектов, оцененные по высокочастотной составляющей магнитного поля, изменяются в пределах 1.7– 2.3 км и не имеют отчетливо выраженного направления. Двумерная автокорреляционная функция аномального магнитного поля Анабарского щита имеет вытянутость в северо-северо-западном направлении, радиусы ее автокорреляции на уровне 0.2 по большой и малой осям вытянутости составляет 44 и 18 км, их отношение равно 2.4. Радиусы автокорреляции по большой и малой осям вытянутости на уровне 0.5 равны соответственно 10 и 7 км при их отношении 1.4, с дальнейшим увеличением радиуса автокорреляции форма ее изолиний приближается к изометричной.

В контурах Накынского архейского кратона расположены Мирнинское, Накынское, Далдынское, Алакит-Мархинское и Верхнемунское кимберлитовые поля с крупными и уникальными месторождениями алмазов. Кимберлитовые поля северной части Якутской алмазоносной провинции локализованы в пределах двух структур: раннепротерозойского Анабаро-Ленского подвижного пояса и Оленёкского архейского кратона. Приуроченность кимберлитовых полей к северо-восточному флангу Анабаро-Ленского подвижного пояса не противоречит «правилу Клиффорда» и может свидетельствовать о транспрессионной природе его структур, тем более что в центральной части данного пояса по геофизическим полям интерпретируется блок Оленёкского кратона.

Анализ низкочастотной составляющей гравитационного поля Северо-Востока Азии [9] позволил авторам предложить модель формирования кимберлитового магматизма Якутской провинции в рамках поля тектонических напряжений литосферы Якутского протократона на глубинах 100–200 км, создаваемых Тунгусским (Сибирским) и Верхоянским палеоплюмами, локализованными соответственно в пределах Тунгусского и Верхоянского геоблоков (рис. 2). Возможность формирования кимберлитового магматизма под влиянием «горячей точки» либо плюма рассматривается в ряде работ [1, 12 и др.], однако мантийное термальное воздействие плюма вызывает деструкцию литосферы, в том числе и алмазсодержащей. Алмазсодержащие породы выносятся с глубин более 150 км, то есть в механизме формирования кимберлитовых провинций основополагающим является внутримантийный фактор, обеспечивающий быстрый подъем алмазсодержащего субстрата к поверхности.


Н-Л
Е-Х
А-Л
Ол
ВГ
Лена
ТГ
Оленек
А-Л
А
Б
Нк
З-А
Б-В
Лена
АСГ
150 км
72°
68°
64°
60°
96°
102°
108°
114°
120°
126°
132°
1
2
3
4
5


Δg, мГал
Тунгусский минимум
Ленский максимум
Верхоянский минимум
80
40
0
А
Б
2.82
2.85
2.80
шп
грн
3.28
3.35
3.26
грф
а.м
3.32
3.32
3.40
100
200
300
Астеносфера
200 км
H, км
1
2
3
4
5
6
7

кимберлитообразованию. К основным факторам такого процесса, по-видимому, можно отнести следующие: создание бокового давления в процессе развития плюмов; перестройка верхней мантии с формированием утолщения литосферы в межплюмовом пространстве (килевой части литосферы Якутского протократона); создание избыточного давления при интерференции волн, вызванных плюмами, достаточном для формирования сдвиговых мантийных дислокаций, приведших к образованию протрузий кимберлитов с захватом субстрата алмазоносных горизонтов нижней литосферы (150–200 км). В среднем мезозое (160–190 млн лет) обстановка геодинамического сжатия могла повториться, однако более высокий уровень формирования избыточного давления (100–150 км), выше уровня алмазоносных горизонтов нижней литосферы, привел к формированию слабо алмазоносных кимберлитов (Куойское, Молодинское и др. поля).

Литература

1. *Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г.* Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и восточной части Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник ВГУ. Серия геологическая. Воронеж, 2000. №3. С. 37–55.
2. *Зинчук Н.Н., Дукарт Ю.А., Борис Е.И.* Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. Новосибирск: Изд-во «Сибтехнорезерв», 2004. 166 с.
3. *Лазько Е.Е., Роден М.Ф.* Гранатовые перидотиты и пироксениты в субконтинентальной литосфере центральной части Сибирского кратона (Ксенолиты из трубки Мир) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж: ВГУ, 2003. С. 307–318.
4. *Макаренко Г.Ф.* Планетарные горные дуги и мифы мобилизма. М.: Космоинформ, 1993. 280 с.
5. *Мишнин В.М., Гриненко В.С.* Георазде Атлантика-Пацифик: главный тренд промышленно-алмазоносных таксонов большой линейной протяжённости // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: ВГУ, 2005. С. 132–149.
6. *Орлов Ю.С., Трунилина В.А., Роев С.П.* Палеозойский магматизм Восточной Якутии: геодинамические аспекты // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 50–54.
7. *Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
8. *Стогний Г.А., Стогний В.В.* Строение литосферы Верхояно-Колымской орогенной области // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 41–44.
9. *Стогний В.В., Стогний Г.А., Васильев С.П.* Гравитационное и магнитное поля Якутии // Геофизика. 2000. № 2. С. 48-51.
10. Строение земной коры Анабарского щита / *О.М. Розен, А.Н. Вишневский, М.З. Глуховский* и др. М.: Наука, 1986. 198 с.
11. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
12. *Ernst R.E., Buchan K.L.* Giant radiation dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes // Large igneous provinces:

continental oceanic and planetary volcanism. Am. Union Geophys. Monogr. 100. 1997. P. 297–333.