УДК 550.382

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ МАГНИТОВАРИАЦИОННЫХ ДАННЫХ С УЧЕТОМ ЭКВИВАЛЕНТНОГО ИСТОЧНИКА

© 2014 г. И.Л. Трофимов¹, М.С. Жданов², С.М. Коротаев¹, М.С. Кругляков³, Д.А. Орехова³, И.В. Попова¹, В.С. Шнеер¹, Ю.Г. Щорс³

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия ² Консорциум по электромагнитному моделированию и инверсии, Солт-Лейк-Сити, Юта, США ³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия ⁴ НИЦ "Курчатовский институт", г. Москва, Россия

На основе новой теории комплексных магнитных индукционных векторов выполнена обработка и интерпретация магнитовариационных наблюдений на дрейфующих станциях "Северный полюс". Теоретически и при помощи нейросетевого моделирования найдено положение эквивалентного источника магнитных вариаций в полярной шапке. С учетом найденного источника проведено трехмерное численное моделирование геоэлектрического разреза в приполюсном районе Северного Ледовитого океана. Создана геоэлектрическая модель разреза на площади регионального масштаба и выявлены новые особенности строения литосферы до глубины 400 км, что имеет большое значение для проблемы генезиса Северного Ледовитого океана.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, геоэлектрика, магнитовариационное профилирование, трехмерное моделирование, нейросетевая инверсия.

Введение

В настоящее время Северный Ледовитый океан превратился в объект мировой политики, что, однако, не повлияло на расширение площадных геофизических исследований на его акватории и не повлекло их существенного стимулирования. В связи с этим для изучения региона по-прежнему важными остаются наблюдения, проведенные ранее. Благодаря развитию вычислительных ресурсов и появлению новых идей результаты этих наблюдений могут быть пересмотрены с использованием современных эфективных алгоритмов обработки данных и методов численного моделирования.

В первую очередь речь идет о результатах геофизических наблюдений, проводившихся в СССР на дрейфующих станциях "Северный Полюс" (СП), пионером и вдохновителем которых был Геннадий Александрович Фонарев (1933–2010), памяти которого авторы посвящают свою работу. Результаты выполненного на акватории Северного Ледовитого океана магнитовариационного профилирования [*Трофимов, Халезов, Шнеер,* 2006; *Трофимов, Шнеер,* 2007] используются для получения информации до глубин в сотни километров при наличии экранирующего влияния водной толщи океана.

Общим мотивом для постановки представляемого исследования стало то, что именно электромагнитные (магнитотеллурические) зондирования в свое время позволили установить на части акватории Северного Ледовитого океана распространение литосферы континентального типа при типично океанских глубинах [Фонарев, Трофимов, 1972; Fonarev, Trofimov, Shneyer, 1973; Трофимов, Фонарев, 1974; Трофимов, 1979]. Этот факт был подтвержден данными других геофизических методов и в настоящее время представляет актуальную геологическую проблему – часть акватории океана, по крайней мере, примыкающая к Сибири, имеет происхождение, которое явно выпадает из парадигмы теории плит и скорее соответствует отброшенному фиксисткому механизму базификации [Поселов, 2002]. Однако из-за недостатка данных представления о границах области распространения литосферы континентального типа крайне противоречивы для геотектонической интерпретации. (Интересно, что в фундаментальной физике сравнительно недавно выдвинута гипотеза о наличии неклассических асимметричных сил, возбуждаемых вращением Земли, действие которых в северной приполюсной области могло бы стимулировать базификацию [Arushanov, Korotaev, 1996]. Количественные предсказания в рамках этой гипотезы на современном уровне геофизических знаний о рассматриваемой области океана не могут быть ни подтверждены, ни опровергнуты.)

Конкретная цель данной работы – трехмерное численное моделирование геоэлектрического разреза приполюсной части акватории Северного Ледовитого океана на базе длиннопериодных магнитовариационных данных [*Трофимов, Халезов, Шнеер,* 2006; *Трофимов, Шнеер,* 2007]. Для учета влияния геометрии ионосферной токовой системы была разработана методика определения параметров эквивалентного источника вариаций на основе современной теории нейронных сетей. Параметры геоэлектрического разреза определялись методом подбора по расчетным моделям, включавшим в себя источник вариаций.

Поскольку в мировой практике магнитовариационного профилирования такая задача решается впервые, авторы сочли необходимым изложить в статье соображения методологического характера, которые легли в основу примененной эмпирической методики нахождения эквивалентного источника вариаций.

Некоторые аспекты теории магнитовариационного профилирования

Трёхмерное моделирование в магнитотеллурических методах – задача сложная, которая усложняется ещё более, если учитывать источник вариаций. Это обусловлено тем, что, во-первых, сведения о токовых системах в ионосфере и магнитосфере носят приближённый и обобщённый характер. Во-вторых, возможности современных вычислительных средств позволяют рассматривать только очень простые по сравнению с реальными модели источников, что ставит под сомнение результаты численного моделирования. Авторы предприняли успешную, по их мнению, попытку обойти эти трудности путём рассмотрения некоторой эквивалентной токовой системы, основанной на самых общих свойствах эллиптически поляризованного поля; при этом во внимание принимались следующие соображения.

В основе теории магнитотеллурических методов (и, в частности, теории магнитовариационного профилирования) лежит понятие линейной связи между составляющими электромагнитного поля. Сюда же относятся часто используемые понятия передаточной функции, функции отклика и т.д. Эти понятия введены на основе формальной аналогии с теорией линейных электрических цепей, в связи с чем источники поля в их теории учитываются или косвенно, или в предположении, что первичное поле является плоским.

Наряду с этим можно показать, что линейные связи есть следствие определенной геометрии, которой подчиняются параметры (плоскость и эллипс поляризации) гармонически меняющихся полей любой природы. Впервые такой подход был разработан для магнитотеллурического импеданса неоднородных сред [*Трофимов*, 1996]. Оказалось, что формальный математический аппарат магнитотеллурического метода суще-

ственно богаче аппарата, основанного на теории линейных цепей. В работе [*Трофимов,* Шнеер, 2007] этот же подход был разработан для теории магнитовариационного профилирования на основе геометрии комплексных двумерных векторов.

В настоящее время линейная связь при магнитовариационном профилировании рассматривается в двух вариантах: один рассматривает действительные коэффициенты, другой – комплексные [*Рокитянский*, 1975; *Berdichevsky, Zhdanov*, 1984]. Второй вариант часто считается лишь усложнением первого, что, как показано в [*Трофимов, Шнеер*, 2007], приводит к необъяснимым артефактам. Авторы видели свою задачу в последовательном выявлении принципиальной разницы между двумя названными случаями и исследовании в общих чертах их зависимости от источника вариаций.

Рассмотрим первый вариант. Пусть координаты x(t), y(t), z(t) произвольного центрального вектора $\mathbf{R}(t)$ меняются во времени (с разными в общем случае амплитудами и фазами) по закону $\cos(\omega t + \varphi)$, где $\omega = 2\pi/T$ – круговая частота; T – период; t – текущее время; φ – фазовый угол. Годографом вектора $\mathbf{R}(t)$ является эллипс (эллипс поляризации).

В любой координатной плоскости (для определенности ниже рассматривается плоскость *xy*), как это показано в [*Трофимов*, Шнеер, 2007], можно записать:

$$\mathbf{r}(t) = x(t) + iy(t) = Z_1 e^{i\omega t} + Z_2 e^{-i\omega t},$$

$$Z_1 = \frac{a+b}{2} e^{i(\alpha+\varphi)}, Z_2 = \frac{a-b}{2} e^{i(\alpha-\varphi)}.$$
(1)

Эти выражения соответствуют эллипсу, являющемуся проекцией главного эллипса, описываемого $\mathbf{R}(t)$ в плоскости его поляризации, имеющей нормаль *n*. Здесь и далее приняты следующие обозначения: $\mathbf{r}(t)$ – радиус-вектор; *a*, *b* – соответственно большая и малая полуоси; φ – фаза $\mathbf{r}(t)$ относительно *a*; α –угол между большой полуосью *a* и осью *x*.

На основании (1) несложно показать, что, имея два отсчета координат $\mathbf{r}(t)$ в моменты времени t_1, t_2 ($t_1 - t_2 = \Delta t < T$), можно найти параметры a, b, ϕ, α ; далее для площади эллипса $S_{rv} = \pi ab$ получаем выражение

$$S_{xy} = \left[x(t_1) y(t_2) - x(t_2 y(t_1)) \right] \pi \sin \theta,$$

где $\theta = \omega \cdot \Delta t$. Аналогичные равенства имеют место в плоскостях *xz*, *zy* для *S*_{xz} и *S*_{zy}.

Теперь из условия компланарности $\mathbf{R}(t)$ в произвольный момент времени и $\mathbf{R}(t_1)$, $\mathbf{R}(t_2)$ в моменты времени t_1 , t_2 (соответствующий определитель из координат этих векторов равен нулю) имеем

$$x(t)S_{xy} + y(t)S_{xz} + z(t)S_{xy} = 0.$$
 (2)

Площади S_{xy} , S_{xz} , S_{zy} являются проекциями площади S главного эллипса в плоскости n, причем $S_{xy} = Sn_z$, $S_{xz} = Sn_y$, $S_{zy} = Sn_x$, $S = (S_{xy}^2 + S_{zz}^2 + S_{zy}^2)^{1/2}$, где n_z , n_y , n_z – направляющие косинусы (составляющие) нормали n. [Корн, Корн, 1968]. На основании этих равенств выражение (2) можно переписать в другой форме:

$$(t)n_{x} + y(t)n_{y} + z(t)n_{z} = 0.$$
(3)

Равенство (2) – уравнение плоскости **n** в отрезках, а равенство (3) – её нормальное уравнение. Из (2)–(3) вытекает уравнение линейной связи:

$$z(t) = -\frac{n_x}{n_z} x(t) - \frac{n_y}{n_z} y(t) = Ax(t) + By(t), \ n_z \neq 0.$$
(4)

Учитывая уравнения, характеризующие геометрию *n* [Корн, Корн, 1968], легко показать, что *A*, *B* описывают плоскость *P*, проходящую через *n* и ось *z*. Действительно,

нормаль $\mathbf{m}(m_x, m_y, m_z)$ к этой плоскости составляет прямой угол с **n** и *z*. Поэтому $\mathbf{m} \cdot \mathbf{n} = m_x n_x + m_y n_y + m_z n_z = 0$, и с учетом того, что $m_z = 0$, $m_x = \cos \gamma$, $m_y = \sin \gamma$, получаем $B / A = n_y / n_x = \operatorname{ctg} \gamma$, где γ – угол следа *P* в плоскости *xy* с осью *x*. Далее из равенства $n_x^2 + n_y^2 + n_z^2 = 1$ находим $|\operatorname{tg} \theta| = \sqrt{A^2 + B^2}$, где θ – угол *n* с осью *z* ($\cos \theta = n_z$).

Нетрудно убедиться, что в плоскости P поле линейно поляризовано. Если совместить след P в xy с осью x, то (4) превращается в тривиальное равенство $z(t)/x(t) = tg\theta$. Равенства (2)–(4) справедливы для бесконечного множества эллипсов с разными параметрами, которые лежат в плоскости n и могут соответствовать бесконечному множеству источников.

Покажем, что все сделанные нами утверждения не изменятся, если в (2) перейти к комплексным амплитудам $X = x_0 e^{i\varphi_x}$, $Y = y_0 e^{i\varphi_y}$, $Z = z_0 e^{i\varphi_z}$, соответствующим $x(t) = x_0 \cos(\omega t + \varphi_x)$, $y(t) = y_0 \cos(\omega t + \varphi_y)$, $z(t) = z_0 \cos(\omega t + \varphi_z)$.

Разворачивая косинусы сумм и исключая $\cos \omega t$, $\sin \omega t$, получаем $\operatorname{Re} x \cdot n_x + \operatorname{Re} y \cdot n_y + \operatorname{Re} z \cdot n_z = 0$, $\operatorname{Im} x \cdot n_x + \operatorname{Im} y \cdot n_y + \operatorname{Im} z \cdot n_z = 0$, $x \cdot n_x + y \cdot n_y + z \cdot n_z = 0$; далее с A, B, теми же, что и ранее, имеем

$$Z = A \cdot X + B \cdot Y \,. \tag{5}$$

Отметим, что (2)–(3) имеют свойство необходимости и достаточности [Корн, Корн, 1968]. Можно утверждать, что если найденные тем или иным способом коэффициенты в (4)–(5) есть действительные числа, то они характеризуют некоторую плоскость n. Это говорит о том, что векторы Визе, Паркинсона, Унтида [Рокитянский, 1975] имеют в своей основе изложенную нами последовательно простую теорию. Они различаются только приемами элементарного графического способа определения A, B и способами нахождения соответствующих "стрелок".

На практике, основываясь на (4)–(5), можно находить A, B и использовать их далее при моделировании с учетом некоторого источника. Однако при этом усматривается неоднозначность выбора источника, так как плоскости, характеризующейся заданными A, B, соответствует бесконечное множество эллипсов поляризации. Для устранения этой неопределённости потребуем, чтобы для двух плоскостей с коэффициентами A_1 , B_1 и A_2 , B_2 выполнялись равенства

$$Z_{1} = A_{1} \cdot X_{1} + B_{1} \cdot Y_{1} = M \cdot X_{1} + N \cdot Y_{1},$$

$$Z_{2} = A_{2} \cdot X_{2} + B_{2} \cdot Y_{2} = M \cdot X_{2} + N \cdot Y_{2}.$$
(6)

В силу свойств единственности *A*, *B* коэффициенты *M*, *N* в общем случае являются комплексными. Формальный математический аппарат для комплексных *M*, *N* был разработан в [*Трофимов*, *Шнеер*, 2007] на основе новой теории двумерных комплексных векторов. Напомним, что согласно этой теории эллипс поляризации с параметрами *a*, *b*, ω , φ может рассматриваться как вектор **C** с координатами *C*₁, *C*₂ в круговом базисе, в котором записано уравнение (1); в линейном базисе ему соответствуют координаты *C*_x, *C*_y. Аналогом модуля **C** является величина $< C >= (a^2 - b^2)^{1/2} \cdot e^{i\varphi}$; аналогом угла *C* с направлением, имеющим с *a* угол α , служит комплексный угол $a = \alpha - i$ arth ε , где $\varepsilon = b / a$. Имеют место выражения

$$C_{1} = (a+b)e^{i(\phi+\alpha)} = C_{x} + iC_{y},$$

$$C_{2} = (a-b)e^{i(\phi-\alpha)} = C_{x} - iC_{y},$$

$$C_{x} = < C > \cos a, \ C_{y} = < C > \sin a.$$

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ. 2014. Том 15. № 3

Здесь угол α – это угол *a* с осью *x*. Таким образом, мы потребовали, чтобы (6) соответствовал один комплексный вектор $\mathbf{C}(M, N)$, такой, что $Z_1 = (\mathbf{C} \cdot \mathbf{V}_1)$, $Z_2 = (\mathbf{C} \cdot \mathbf{V}_2)$, где $\mathbf{V}_1 = \mathbf{V}_1(X_1, Y_1)$, $\mathbf{V}_2 = \mathbf{V}_2(X_2, Y_2)$, $\mathbf{C} = \mathbf{C}(M, N)$.

Далее магнитный индукционный вектор C(M, N) сокращенно обозначается как МИВ, и наша цель показать, что он существенно сужает по сравнению с линейной связью (5) множество источников, для которых выполняется линейная связь $Z = M \cdot X + N \cdot Y$.

Стандартное решение (6) относительно M, N можно записать в виде, явно включающем в себя A_1 , B_1 и A_2 , B_2 :

$$m_1 = \frac{X_1}{Y_1} = \operatorname{ctg} a_1, \quad m_2 = \frac{X_2}{Y_2} = \operatorname{ctg} a_2,$$
$$a_1 = \alpha_1 - iarth\varepsilon_1, \quad a_2 = \alpha_2 - iarth\varepsilon_2.$$

Более того, M, N – это единственные для данных поляризаций коэффициенты линейных связей (6) при невырожденности системы исходных уравнений. Таким образом, M, N однозначно характеризуют оба источника в (6) и среду.

Далее, учитывая что $X_1 = \langle V_1 \rangle \cos a_1$, $Y_1 = \langle V_1 \rangle \sin a_1$ и $X_2 = \langle V_2 \rangle \cos a_2$, $Y_2 = \langle V_2 \rangle \sin a_2$, можно получить следующие выражения:

$$\frac{Z_1}{\langle V_1 \rangle} = P_1 = M \cos a_1 + N \sin a_1,$$

$$\frac{Z_2}{\langle V_2 \rangle} = P_2 = M \cos a_2 + N \sin a_2,$$

$$M = (P_1 \sin a_2 - P_2 \sin a_1) / \sin(a_2 - a_1),$$

$$N = (P_2 \cos a_1 - P_1 \cos a_2) / \sin(a_2 - a_1),$$

$$C_1 = M + iN = i(P_2 e^{ia_1} - P_1 e^{ia_2}) / \sin(a_2 - a_1),$$

$$C_2 = M - iN = i(P_1 e^{-ia_2} - P_2 e^{-ia_1}) / \sin(a_2 - a_1).$$

(7)

Эти выражения не содержат в явном виде составляющих X, Y и удобны для анализа зависимости C_1 , C_2 от поляризаций. Так, при поляризациях таких, что M и N имеют одинаковые фазы, следует, что $|C_1| = |C_2|$ и малая полуось эллипса обращается в ноль. Вектор **С** вырождается в направленный отрезок величины a. Отсюда следует, что, используя (7), можно анализировать свойства МИВ по данным численного моделирования для пробных моделей источников и геоэлектрического разреза. Этот факт был использован нами ниже для обоснования концепции эквивалентного источника.

Экспериментальные данные и их обработка

За долгие годы работы научных дрейфующих станций "Северный Полюс" накоплен большой объем записей вариаций трех составляющих магнитного поля Земли.

В период с 1962 по 1976 гг. значительная часть этих записей была обработана и помещена в цифровом виде в банк данных. Помимо временных рядов магнитного поля с оцифровкой 1 мин, в банке содержатся также координаты дрейфа всех станций и электронные карты рельефа дна океана с нанесенными на них линиями дрейфа каждой станции. Создана обзорная карта Северного Ледовитого океана, на которой приведены линии дрейфа всех станций. Фрагмент этой карты для участка моделирования, представляемого в данной статье, показан на рис. 1.



Рис. 1. Карта дрейфа станций "Северный Полюс" разных лет в области моделирования с отмеченными местами определения МИВ на линиях дрейфа

l – СП-7; *2* – СП 12; *3* – СП-13; *4* – СП-15; *5* – СП-16; *6* – СП-19; *7* – СП-22. Цифры на карте – даты некоторых наблюдений

Магнитотеллурическое профилирование по полученным временным рядам выполнялось на периодах солнечно-суточной вариации для гармоник 3–24 ч. Такой выбор был обусловлен рядом соображений. Колебания солнечно-суточной вариации наблюдаются ежедневно и по всему земному шару, включая и полярные области. Набор гармоник имеет точные периоды, что играет важную роль при сравнении и анализе результатов магнитно-поляризационного профилирования на площади. Гармоники солнечно-суточной вариации имеют периоды, на которых магнитотеллурическое поле проникает на глубину до нескольких сотен километров. В данной работе моделируются результаты магнитно-поляризационного профилирования на суточном периоде 24 часа, на котором вариации имеют самую большую амплитуду и поэтому с высокой точностью могут быть выделены из временных рядов.

На точность определения параметров МИВ были исследованы разные алгоритмы. В качестве основного был выбран алгоритм узкополосной фильтрации, состоящий в том, что на заданном периоде для каждой составляющей магнитного поля полосовым фильтром выделяется квазигармоника, модулированная в общем случае и по амплитуде, и по фазе. Как было показано выше, существует принципиальная возможность определения параметров МИВ по отдельным временным отсчетам гармоник. На этом основании отфильтрованные ряды рассматривались как набор дискретных отсчетов различной поляризации. Каждый отфильтрованный ряд сдвигался по времени на четверть периода, и в результате появлялась возможность получить дискретные отсчеты комплексных амплитуд для каждой составляющей в одни и те же моменты времени.

Действительно, пусть имеется квазигармоника

$$f(t) = F(t)\cos[\omega t + \psi(t)] = m(t)\cos\omega t - n(t)\sin\omega t,$$

$$m(t) = F(t)\cos\psi(t), n(t) = F(t)\sin\psi(t).$$

Перейдем к её записи в комплексных амплитудах:

$$f(t) = \frac{1}{2} \Big[(m(t) + in(t)e^{i\omega t} + (m(t) - in(t)e^{-i\omega t}] = \frac{1}{2} \Big[\phi(t) + \phi^*(t) \Big],$$

где она представлена суммой комплексно-сопряженных величин. Имеют место два равенства – $\operatorname{Re} \phi(t) = m(t) \cos \omega t - n(t) \sin \omega t = f(t)$ и $Jm\phi(t) = m(t) \sin \omega t + b(t) \cos \omega t$, – первое из которых описывает исходный отфильтрованный сигнал, а второе – тот же сигнал, сдвинутый на четверть периода. В итоге, в соответствие f(t) ставится комплексная величина $\phi(t)$. Применив эту операцию к z(t), x(t), y(t), приходим к "мгновенной" линейной связи

$$Z(t) = M(t)X(t) + N(t)Y(t).$$
 (8)

Для "чистой" немодулированной гармоники зависимость от времени исчезает. Для сдвига по фазе применялись разные, но имеющие одинаковую эффективность алгоритмы,— стандартный алгоритм Гилберта, дифференцирование и простой сдвиг исходного ряда. Равенство (8) служило основой для составления избыточной системы уравнений по ансамблям временных отсчетов, которая затем решалась методом наименьших квадратов. Для улучшения обусловленности матрицы системы применялась рандомизация исходных рядов.

В результате проведения массового численного моделирования были найдены оптимальные фильтры и способы организации выборок для избыточной системы. Кроме того, для оценки степени модулированности, от которой зависит точность решения (8), были разработаны алгоритмы и программы нахождения и визуализации во времени эллипсов поляризации в трех координатных плоскостях. Погрешность определения параметров МИВ оценивалась путем выполнения расчетов для одного ряда по разным алгоритмам с последующим сравнением получаемых результатов. В конечном итоге погрешность оценивалась по совпадению параметров МИВ в одном и том же районе по записям, полученным в нём в разные годы. Погрешность определения полуосей составляла 10–20%, углов (вне приполюсной области) – 15–25°.

Методика моделирования

В качестве вычислительного инструмента моделирования применялся метод интегральных уравнений [Жданов, 2007; Дмитриев, Захаров, 2008], при использовании которого рассматривается модель горизонтально-однородной слоистой среды, содержащей некоторую аномалию с проводимостью, отличной от проводимости окружающей среды. Если проводимость среды внутри *n*-го слоя постоянна и равна σ_n , то можно рассчитать тензоры Грина $G_E(M, M_0), G_H(M, M_0)$ электрического и магнитного типов [Жданов, 2007], что позволяет перейти к векторному интегральному уравнению относительно электрического поля $\mathbf{E}(M)$ внутри аномальной области V:

$$E(M) - i\omega\mu_0 \iiint_V (\sigma_a(M_0) - \sigma_n(M_0)) G_E(M, M_0) E(M_0) dV_{M_0} = E_0(M), \qquad (9)$$

где $E_0(M)$ – первичное электрическое поле, т.е. поле которое наводится данными источниками в слоистой среде при отсутствии аномалии; $\sigma_{\dot{a}}(M_0)$ – проводимость внутри аномалии; ω – круговая частота; $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$.

Решив уравнение (9), получим электрическое поле внутри аномалии V, зная которое можно вычислить электромагнитное поле во всех точках пространства по следующим формулам пересчета:

$$E(M) = i\omega\mu_0 \iiint_V (\sigma_a(M_0) - \sigma_n(M_0))G_E(M, M_0)EdV_{M_0} + E_0(M),$$

$$H(M) = i\omega\mu_0 \iiint_V (\sigma_a(M_0) - \sigma_n(M_0))G_H(M, M_0)EdV_{M_0} + H_0(M),$$

где $H_0(M)$ – первичное магнитное поле. Для численного решения интегрального уравнения (9) использовался метод коллокаций, заключающийся в следующем.

Разобьем аномальную область V на ячейки V_k , k=1,...,N, имеющие форму параллелепипеда, и заменим в подынтегральном выражении в (9) функцию E(M) внутри каждой ячейки V_k на ее значение в центре этой ячейки M_k . Получим следующую систему линейных алгебраических уравнений относительно значений электрического поля в центрах ячеек:

$$E(M_{n})-i\omega\mu_{0}\sum_{k=1}^{N}E(M_{k})\iiint_{V_{k}}(\sigma_{a}(M_{0})-\sigma_{n}(M_{0}))G_{E}(M_{n},M_{0})dV_{M_{0}}=E_{0}(M_{n}).$$

Для решения полученной таким образом системы линейных уравнений использовался обобщенный метод минимальных невязок [*Жданов*, 2007].

Размеры используемой сетки и в смысле геометрической протяженности моделируемого региона, и в смысле количества ячеек на разных этапах моделирования менялись в достаточно широком диапазоне значений – от нескольких тысяч ячеек при моделировании поведения МИВ на простейших глубинных структурах до миллиона, когда моделировался регион размером 1000×1000 км и глубиной 400 км.

Расчеты проводились на высокопроизводительных кластерах НИЦ "Курчатовский институт" и РАН с помощью программного обеспечения *Pie*3D, разработанного консорциумом *CEMI*.

Область моделирования

Область моделирования в горизонтальной плоскости состояла из трех частей с фиксированными размерами. Первая из них – область "интерпретации", вторая – буферная область, третья – область горизонтально-слоистого разреза.

Первая из названных областей показана на рис. 1, представляющем собой выкопировку из генеральной карты Северного Ледовитого океана, построенной в центральной полярной проекции [*Трофимов, Халезов, Шнеер,* 2006]). На карту нанесены линии дрейфа всех станций "Северный Полюс", данные которых использовались для магнитно-поляризационного профилирования. Подбор параметров интерпретационной модели осуществлялся именно в этой области, имеющей форму квадрата со стороной 1000 км.

Вторая область (буферная) прилегает к первой по каждой из её сторон в виде полос шириной 1000 км. Таким образом, две зоны образуют квадрат со стороной 3000 км. В этой области первый слой представлен толщей морской воды (проводимость 3.5 См/м) переменной мощности, соответствующей рельефу дна океана. Структуры литосферы в буферной области представляли собой приближенные продолжения структур, подбираемых в области интерпретации. Третья часть области моделирования, прилегающая ко второй, – считающийся условно бесконечным горизонтально-слоистый океанический разрез. Разрез включает слой морской воды толщиной 4000 м, осадочный слой толщиной 1000 м с проводимостью 1 См/м и слой подстилающей коры с проводимостью 0.01 См/м, распространяющийся вглубь до высокопроводящего (1 См/м) основания на глубине 50 км. Эти параметры носят формальный характер, так как из-за удаленности их влияние на результаты моделирования слабо отражается на поле в области интерпретации.

Обоснование концепции эквивалентного источника

В настоящее время при интерпретации результатов магнитовариационного профилирования предполагается, что первичное поле является плоским (плоская волна). Теоретически в этом случае вертикальная составляющая магнитного поля индуцируется только за счет неоднородности среды. Считается, что в полярной области на длинных периодах модель плоской волны не применима. Мы поставили перед собой задачу интерпретации полученных в этой области данных с учетом источника вариаций, решение которой появилось в результате следующего исследования.

Анализ карты распределения больших полуосей на акватории Северного Ледовитого океана [*Трофимов*, *Шнеер*, 2007] выявил три факта: а) отсутствует или наблюдается слабая корреляция величины и направления больших полуосей не только с локальным, но и с региональным рельефом дна; б) проведенное предварительное трехмерное моделирование (в рамках плоской волны) отдельных типичных структур рельефа дна (хребет, купол, впадина и т.д.) обнаружило, что получаемые величины больших полуосей на порядок меньше наблюденных на дрейфующих станциях; в) не наблюдается явных и значимых особенностей в распределении больших полуосей по площади, на основе которых можно было бы идентифицировать источник простой геометрической формы (линия или полоса тока и т.п.).

Частичное объяснение первых двух фактов было найдено в результате массового пробного моделирования основных структур, осложненных резкими локальными неоднородностями типа систем высокопроводящих разломов глубокого залегания вплоть до проводящего основания, также осложненного изменениями его поверхности. За счет наличия таких структур величины больших полуосей увеличивались и отличались от наблюденных уже лишь в несколько раз. Обнаружился важный эффект: влияние локализованных проводящих объектов (систем разломов) прослеживается на расстояниях в несколько раз больших, чем поперечный размер зоны развития этих неоднородностей. Наблюдается сложное индукционное взаимодействие соседствующих разломных зон. Тем самым получил объяснение первый факт, и стало обоснованным включение в интерпретационные модели таких неоднородностей. Далее было исследовано общее влияние на величину больших полуосей в этих же моделях наличия в первичном поле вертикальной составляющей конечной величины. С этой целью моделировалось поле линейного источника, удаленного на такое расстояние, что первичное горизонтальное поле менялось в пределах области моделирования слабо, а вертикальная составляющая была заметна. Обнаружилось, что наличие вертикальной составляющей в первичном поле дополнительно увеличивает размеры больших полуосей. В результате был сделан следующий вывод относительно общей картины индукции на акватории Северного Ледовитого океана: величина больших полуосей сложным образом контролируется как геоэлектрическим разрезом, так и величиной вертикальной составляющей в первичном поле.

Третий из отмеченных выше фактов свидетельствует, что вертикальная составляющая значительно меняется по площади. Это говорит о том, что реальная токовая система в высоких широтах имеет более сложную геометрию, чем ее современные сглаженные модели.

Следовательно, при интерпретации данных магнитовариационного профилирования путем численного моделирования нельзя ограничиваться простыми моделями геоэлектрического разреза и источника, который фактически неизвестен. С другой стороны, необходимое усложнение среды и источника на всей акватории Северного Ледовитого океана недоступно современным вычислительным средствам. В связи с этим нами предлагается концепция эквивалентного источника для численного моделирования на площади конечного размера. Эта эвристическая идея появилась в результате анализа выражений (8) и опыта пробного моделирования с источником в виде вертикального магнитного диполя. Согласно (8), если М и N имеют одинаковые фазы, то малая полуось МИВ обращается в ноль. Имея это в виду, было проведено моделирование полей двух вертикальных магнитных диполей над горизонтально-слоистым разрезом и вычисление по ним МИВ. Оказалось, что имеется такая область (область постоянной фазы), в которой малая полуось на несколько порядков меньше большой полуоси. Таким образом, если теперь поместить в эту область неоднородность, то увеличение малой полуоси можно целиком объяснить наличием неоднородности. Расчеты с реально возможным расположением двух вертикальных магнитных диполей показали, что размеры области постоянной фазы могут превышать несколько тысяч километров.

Таким образом, получает обоснование следующая идея косвенного учета источника для области интерпретации: следует определить подходящим способом положение двух (как минимум) вертикальных магнитных диполей так, чтобы величины рассчитанных по их полям больших полуосей совпадали с наблюденными. Затем путем подбора численным моделированием полей этих вертикальных магнитных диполей надо найти такие параметры разреза в области интерпретации, которые максимально удовлетворяют распределению в ней малых полуосей. Два вертикальных магнитных диполя, определенных таким способом, будем называть эквивалентным источником.

Для нахождения эквивалентного источника было применено нейросетевое моделирование. Методика нейронных сетей позволяет находить скрытые нелинейные связи в наблюденных данных самой различной природы.

Методика нейросетевого моделирования

Эффективность использования нейронных сетей при решении нелинейных задач, способность к интерполяции и экстраполяции данных, высокая скорость распознавания и универсальность нейросетевых методов, когда в условиях недостаточной априорной информации требуется обрабатывать и интерпретировать большие объемы часто неполных и зашумленных данных, обеспечивают эффективность их применения для решения задач самой разной природы.

С этой целью, как правило, используется нейросетевой метод, основанный на алгоритме обратного распространения ошибки, напоминающий метод палеток. Для различных наборов параметров модели заранее насчитываются синтезированные данные, с которыми затем сравниваются экспериментальные данные. Экспериментальные данные, наиболее близкие к синтезированным, и определяют параметры среды. Однако нейросетевой подход более сложен и подразумевает три этапа решения задачи – обучение, тестирование, распознавание.

Для обучения нейронной сети, вначале создается база модельных данных в рамках некоторого базового класса. При этом "учитель" знает соответствие входных данных выходным. В геофизических задачах, как правило, входные данные представляют собой значения полей, рассчитанные с помощью программных пакетов, предназначенных для решения прямых задач геоэлектрики. Выходными данными для нейронной сети являются те параметры среды, которые надо определить при решении обратной задачи. После того, как определены модельные наборы для обучения, нейронная сеть учится ставить в соответствие известным входным данным известные выходные. Процедура обучения основана на минимизации ошибки методом наискорейшего спуска между заданными значениями параметров среды и теми, которые вырабатывает нейронная сеть в процессе минимизации ошибки.

В нашем случае в качестве входных данных используются значения величины большой полуоси МИВ, а в качестве выходных – соответствующие им координаты положения двух диполей.

На этапе тестирования общая база модельных данных разделяется на обучающую и тестирующую выборки и вновь обученная нейронная сеть проверяется на тестах.

На заключительном этапе при интерпретации данных на вход нейронной сети, обученной на полной базе модельных данных, подаются реальные данные для получения на ее выходе результатов инверсии/распознавания. При этом используются интерполяционные и экстраполяционные свойства нейросети, которые позволяют распознавать данные, принадлежащие тому же классу моделей, на которых обучалась сеть, но не входящие в обучающую выборку.

Для решения задачи оценки положения источников применялся метод обратного распространения ошибки [*Rumelhart et al.*, 1988]. Использовалась трехслойная нейронная сеть. Прямое распространение входного сигнала, представляющего значения величин больших осей, по такой сети происходило от слоя к слою. При этом каждый *j*-й нейрон последующего слоя вычислял суммарный сигнал, который был получен от всех *k*-х нейронов предыдущего слоя:

$$u_i^l = G\left(\sum_j W_{ij}^l x_j\right),$$

где u_i^l – выходной сигнал для *i*-го нейрона *l*-го слоя; *G* – передаточная функция нейрона (например, гиперболический тангенс); W_{ij}^l – коэффициенты связи между нейронами слоя *l* –1 и *l*; x_i – состояние *j*-го нейрона слоя *l* –1.

Обучение нейронной сети обычно начинается со случайных значений коэффициентов связи. Передаточная функция выбирается так, чтобы ее производная легко выражалась через саму функцию.

"Правильные" значения нейронов выходного слоя после передачи входного сигнала соответствовали значениям координат двух диполей для данного обучающего примера. Суммарная среднеквадратичная ошибка по всем обучающим примерам, которую требовалось минимизировать, представляла собой квадрат разности между "правильным" u_i^t и действительным u_i значениями выходных нейронов и равнялась

$$Er = \sum_{p} \sum_{i} (u_{i} - u_{i}^{t})^{2}, \qquad (10)$$

где суммирование велось по всем *p*-м обучающим примерам для всех нейронов *i*-го выходного слоя. Коэффициенты связи (веса) между слоями сети фактически определяют величину ошибки (10). Соответственно смысл обучения нейронной сети состоит в итерационной процедуре нахождения весов для минимизации ошибки. В простейшем случае при использовании метода наискорейшего спуска значения весов изменяются пропорционально градиенту функции ошибки. Усовершенствованием метода является введение момента β, позволяющего сохранять свойство монотонности убывания ошибки:

$$\Delta W_{ij}^{(n)} = -\alpha \frac{\partial Er}{W_{ij}} + \beta \Delta W_{ij}^{(n-1)},$$

где $\Delta W_{ij}^{(n)}$ – приращение матрицы связей W на *n*-м шаге; $\Delta W_{ij}^{(n-1)}$ – на предыдущем; α – скорость обучения. Эта процедура выполняется для всего обучающего ряда пока не будет достигнут заданный порог точности *eps*(*Er* < *eps*).

Для достижения требуемого порога точности нейронной сети необходимо определенное время, так как процедура обучения является итерационной. В то же время процедура распознавания с уже найденными на этапе обучения весами выполняется за один проход распознаваемого сигнала от входа к выходу. При этом на выходных нейронах сети формируется ответ, являющийся результатом инверсии/распознавания реальных данных.

Однако перед процедурой распознавания требуется проверить нейронную сеть на тестовых моделях. Для тестирования нейросети база модельных данных разделяется на две выборки – обучающую и тестирующую. После обучения сети на тестирующей выборке проверяется точность распознавания параметров (в нашем случае координат двух диполей). При этом относительная ошибка распознавания по каждому параметру определялась как

$$Err = \frac{1}{P} \sum_{k} [(U_{k}^{out} - U_{k}^{t})/U_{k}^{t}] \cdot 100\%,$$

где k – суммирование по всей тестирующей выборке; P – число тестируемых моделей; U_k^{out} – значение параметра, распознанное нейросетью для k-й тестируемой модели; U_k^t – истинное значение параметра, соответствующее данной модели.

Результаты нейросетевого моделирования

Итак, авторами была поставлена задача с использованием наблюденных в области интерпретации величин больших полуосей векторов МИВ определить с помощью нейросетевого моделирования положение двух вертикальных магнитных диполей, соответствующих этому набору величин больших полуосей. Была создана база обучающих данных больших полуосей на основе расчетов прямой электродинамической задачи для двух вертикальных магнитных диполей над описанной выше моделью геоэлектрического разреза, включающей рельеф дна океана и проводящее основание на глубине

50 км. Каждый набор данных базы содержал рассчитанные величины параметров МИВ для разных положений модельных вертикальных магнитных диполей. Всего было рассчитано 256 таких наборов для координат каждого из диполей, меняющихся с шагом 500 км в пределах -3000...+3000 км по X и -2775...+3225 км по Y. Каждой из четырех координат вертикальных магнитных диполей соответствовал нейрон выходного слоя. Число входных нейронов определялось числом узлов расчетной сетки в области интерпретации и равнялось 81. Таким образом, нейронная сеть имела на входе 81 нейрон, а на выходе -4 нейрона.

С использованием соотношения числа входных–выходных нейронов и величины обучающей выборки была определена архитектура нейронной сети для метода обратного распространения ошибки. Нейронная сеть обучалась на трехслойном персептроне с 60 нейронами на одном скрытом слое.

Интер- и экстраполяционные свойства нейронных сетей позволяют распознавать данные, принадлежащие тому же классу моделей, на которых обучалась сеть, но не входящие в обучающую выборку. Так как выбор передаточной функции нейрона важен для определения этих свойств, было выполнено предварительное обучение и тестирование нейронных сетей с различными типами передаточных функций для скрытого и выходного слоев. Результаты тестирования показали, что для данной задачи как на скрытом слое, так и на выходном предпочтительно использование в качестве передаточной функции гиперболического тангенса. Пороговая точность обучения составила 0.06.

Тестирование нейронной сети – обязательный шаг перед окончательным этапом распознавания/инверсии для проверки качества обученной сети и точности распознавания каждого из параметров. Процедура тестирования подразумевает выделение части моделей из полной обучающей выборки с тем, чтобы после обучения сети на оставшихся моделях распознать выделенные модели.

В нашем случае полная выборка была разделена следующим образом: 247 моделей предназначалось для обучения сети и 19 для ее тестирования. Результаты тестирования (рис. 2) показали достаточно хорошую способность к интерполяции по всем четырем параметрам: относительная ошибка тестирования по X1 – не более 17%; по X2 – не более 20%; для Y1 и Y2 – соответственно не более 24% и 26%.



Рис. 2. Сопоставление результатов тестирования нейронной сети (сплошная кривая) с истинными значениями (штриховая) для двух диполей. Вверху – для первого диполя по координатам X1 (*a*) и Y1 (*б*); внизу – для второго диполя по координатам X2 (*в*) и Y2 (*г*). На горизонтальных осях *n* – номера тестов

После этого выполнялась собственно инверсия/распознавание натурных данных, для чего на вход нейронной сети, обученной на полной выборке, включающей 256 моделей, подавались реальные данные в виде измеренных в области моделирования значений больших полуосей. Отметим, что анализировалось 159 значений больших полуосей, точки измерения которых распределены на площади наблюдения весьма неравномерно. В связи с этим наблюденные величины полуосей интерполировались в 81 узел равномерной сетки обучающей модели. Результатом распознавания/инверсии на выходе нейронной сети были следующие полученные значения параметров диполей: координаты первого диполя X1 = -100 км, Y1 = 1560 км, его географические координаты $\varphi_1=69.6^\circ$ с.ш., $\lambda_1=37^\circ$ з.д.; для второго диполя -X2 = -1450 км, Y2 = -2140 км, $\varphi_2=65.6^\circ$ с.ш., $\lambda_2=83^\circ$ в.д. Видно, что, несмотря на отсутствие в вышеописанной процедуре каких-либо "геофизических" подсказок, диполи расположены в дневной и ночной авроральной зонах.

Наблюденные величины большой и малой полуосей МИВ в области интерпретации в виде изолиний представлены на рис. 3. На рис. 4, *а* эти же величины аналогичным образом представлены как результат расчета по найденному эквивалентному источнику.



Рис. 3. Карты наблюденных больших (*a*) и малых (б) полуосей МИВ в области интерпретации. Для ориентировки на карты нанесены контуры основных структур рельефа дна исследуемого региона: по центру – хребет Ломоносова; справа – хребет Менделеева-Альфа; слева у обреза карты – фрагмент хребта Гаккеля



Рис. 4. Карты больших (*левый столбец*) и малых (*правый*) полуосей МИВ в области моделирования, рассчитанные для эквивалентного источника над нормальным разрезом с учетом (*a*) и без учета (*б*) рельефа дна

Можно видеть, что наблюденные и рассчитанные величины больших полуосей хорошо совпадают. Наблюдаемое различие в поведении изолиний частично можно объяснить погрешностью интерполяции неравномерно распределенных наблюденных данных и недостаточным числом узлов в сетке, что обусловлено ресурсом вычислительного времени на кластере коллективного пользования. Тем не менее, распределение расчетных малых полуосей явным образом повторяет рельеф дна. Это позволяет считать, что они связаны именно с имеющимися неоднородностями рельефа дна. Для дополнительной

проверки были проведены расчеты без учета рельефа дна над соответствующим горизонтально-слоистым разрезом. Результаты представлены справа на рис. 4, *б* – малые полуоси практически равны нулю. Найденный эквивалентный источник использовался далее при подборе глубинной части разреза.

Результаты окончательного моделирования

Предварительно проводились модельные расчеты с найденным эквивалентным источником для ряда простых аномалий, осложненных локальными проводящими неоднородностями. Основная цель этих расчетов заключалась в выявлении качественной связи между величинами малых полуосей и распределением проводимости. Было обнаружено, что малые полуоси, как и в случае первичной плоской волны, существенно зависят от горизонтального градиента проводимости. С учетом этого были определены три вида элементарных аномалий, использованных далее как элементы для построения региональной аномалии в области интерпретации:

вертикальный сильно проводящий разлом, соединяющий осадочный чехол с проводящим основанием (астеносферой);

зона подъема проводящего основания, границы которой могут быть как вертикальными, так и наклонными;

зона континентальной литосферы с характерной проводимостью 10^{-3} См/м, которая может отделяться от океанической переходной зоной, в которой проводимость коры и верхней мантии плавно меняется от 10^{-3} до 10^{-2} См/м.

Проведенные расчеты нескольких десятков вариантов глобальных моделей, состоящих из таких элементарных расположенных различным образом аномалий разных размеров, показали, что наилучшее приближение к экспериментальным данным достигается в модели, изображенной в нескольких сечениях на рис. 5.

На рис. 5, а представлено горизонтальное сечение модели на глубине 4 км. Это сечение проходит через основание хребта Гаккеля (с рифтовой долиной), лежащего на коре океанического типа с удельным сопротивлением 100 Ом.м, и основания хребтов Ломоносова и Менделеева-Альфа, лежащих на континентальной коре с удельным сопротивлением 1000 Ом-м (не заштрихованные участки-осадки с сопротивлением 1 Ом-м). На рис. 5, б изображено горизонтальное сечение на глубине 60 км. В области отрицательных значений У от хребта Гаккеля отходит переходная зона "плавного" изменения сопротивления от 100 Ом⋅м у срединно-океанического хребта до 1000 Ом⋅м под хребтом Ломоносова. Далее прослеживается блок, в котором присутствует включение поднятия проводящего основания со стороны Канадской котловины. На рис. 5, в приведено вертикальное сечение модели по линии, проходящей поперек аномальных структур. В направлении от хребта Гаккеля к хребту Ломоносова наблюдаются плавное понижение поверхности проводящего основания от 50 до 400 км и рост сопротивления пород коры и верхней мантии от 100 до 1000 Ом.м. Под хребтом Менделеева-Альфа разрез проходит через "океаническое" включение – подъем проводящего основания до 50 км – и входит в "океаническую" Канадскую котловину, отделенную от хребта разломом.

Расчетные значения большой и малой полуосей для окончательной модели приведены на рис. 6. При их сопоставлении с наблюденными значениями (см. рис. 3) обнаруживается удовлетворительное совпадение. Для оценки "чувствительности" расчета к параметрам модели проведено сравнение распределения величин малых полуосей на профиле, проходящем поперек области интерпретации при *X*=70 км (рис. 7).



Рис. 5. Окончательная геоэлектрическая модель. Цифры – удельное сопротивление, Ом·м. a – горизонтальное сечение модели на глубине 4 км. Белый фон – осадки, темный цвет – сечение положительных структур рельефа. δ – горизонтальное сечение модели на глубине 60 км. Белый цвет – верхняя мантия океанического типа, темно-серый – континентального, серый – переходного. β – вертикальное сечение модели при X=70 км. Блок литосферы континентального типа соответствует погружению проводящего основания на глубину 400 км



Рис. 6. Модельные карты больших (a) и малых (δ) полуосей МИВ



Рис. 7. График сравнения малых полуосей *b* по профилю *X*=70 км (пояснения в тексте)

Представленная на рис. 7 кривая *1* отображает наблюденные данные, кривая *2* рассчитана для окончательной модели. Обнаруживается подобие этих кривых при некотором смещении модельной кривой вниз относительно наблюденной.

Кривая 3 рассчитана при исключении из модели резкого подъема проводящего основания в районе хребта Менделеева-Альфа.

Кривая 4 дает ответ на вопрос о характере перехода от хребта Ломоносова к котловине Амундсена (левый склон хребта с крутым падением). Ей соответствует модель с добавлением достигающего мантии вертикального проводящего разлома на левом склоне. Кривая 4 существенно отклоняется от кривой 2 почти по всей длине профиля, на основании чего можно сделать заключение об отсутствии разлома, т.е. граница между котловиной Амундсена и хребтом Ломоносова не имеет регионального тектонического нарушения. Более подробно эти факты обсуждаются ниже.

Кривая 5 соответствует не резкому, а плавному поднятию проводящего основания в исследуемом районе; кривая 6 – не плавному понижению проводящего основания вправо от хребта Гаккелю, а резкому – в виде ступеньки.

Кривые 4–6 заметно отклоняются от кривой 2 в соответствующих частях профиля. Таким образом, окончательная модель (кривая 2) оптимально соответствует наблюденным данным в пределах выбранного набора структур за исключением ее уровня. Понижение уровня мы объясняем влиянием структур за пределами области интерпретации.

Обсуждение результатов

Выше было отмечено, что концепция эквивалентного источника является эвристической и эмпирической и, несомненно, может быть усовершенствована при последующих исследованиях. Вероятно, возможны и теоретические оценки, в связи с чем интересны результаты работы [*Уфимцев*, 1962], в которой прослеживается аналогия с эквивалентным источником. Рассматривая дифракцию на проводящем диске, автор при анализе решения отмечает, что значительную часть поля можно аппроксимировать суммой сферических волн от двух "светящихся" (терминология автора) точек, расположенных диаметрально противоположно на ободе диска.

Тем не менее, модель геоэлектрического разреза, представленная выше, хорошо соответствует современным представлениям о тектонике Северного Ледовитого океана. Более того, она предоставляет независимые самосогласованные сведения о геометрии и размерах тектонических блоков до глубины 400 км. Чтобы показать это, сопоставим параметры модели с геологическими данными, согласно которым хребет Гаккеля является рифтовым, а хребет Ломоносова не связан со спредингом и имеет другое (глыбовоблоковое, типично континентальное) глубинное строение [*Карасик*, 1980; *Киселев*, 1986; *Погребицкий*, 1984; *Поселов*, 2002; *Jokat et al.*, 1995], служа резкой границей между спрединговой (западной) и не спрединговой (восточной) частями Северного Ледовитого океана.

Левая часть нашей модели (рис. 5, *в*) отражает переходную зону между названными частями океана. Мы видим подъем проводящего основания под хребтом Гаккеля (разогретые породы рифта) и плавное понижение этой поверхности в сторону хребта Ломоносова до глубины 400 км, характерной для континентов. Подчеркнем, что переход именно плавный, так как согласно рис. 7 кривая, соответствующая резкому понижению поверхности, имеет значительно меньшее подобие натурной. На границе (левый склон хребта Ломоносова) плавный характер перехода сохраняется – на рис. 7 обнаруживается, что добавление в этом месте глубинного разлома существенно искажает модельную кривую.

В правой части модели правомерно существование строго ступенчатого подъема проводящего основания от 400 до 50 км, так как замена ступеньки на наклонную границу резко ухудшает результаты моделирования, о чем свидетельствует рис. 7. В связи с этим можно предположить, что подъем проводящего основания происходит по системе часто чередующихся проводящих субвертикальных разломов глубокого (мантийного) заложения. В этой части модели имеется также разлом, проявляющийся в явном виде. Рассматриваемая часть модели приурочена к зоне перехода от хребта Менделеева-Альфа к глубоководной Канадской котловине. Нами впервые прослежен характер этого перехода.

Между хребтом Ломоносова и хребтом Менделеева-Альфа расположены глубоководные котловины Макарова и Подводников, в которых проводящее основание залегает на "континентальной" глубине 400 км.

Для обоснования тектонических гипотез важно установить, к какому типу относится земная кора – океаническому или континентальному. На акватории Северного Ледовитого океана в некоторых районах это сделано методами сейсмического зондирования и потенциальных полей. Информацию о типе коры (и литосферы) дают магнитотеллурические методы, в том числе метод магнитовариационного профилирования. Так, уверенно определена корреляция между глубиной до проводящего основания (приближенно соответствующего нижней границе литосферы) и типом коры: глубинам около 400 км соответствует континентальный тип, а глубинам ~200 км и менее – океанический. Таким образом, тип коры в районе котловин Макарова и Подводников по нашей модели определяется как континентальный. Аналогичный вывод сделан в работе [Поселов, 2002]. Согласно нашей модели, под хребтом Менделеева-Альфа кора континентальная, резко сменяющаяся на океаническую на границе с Канадской котловиной. Это сделанное нами заключение существенно уточняет выводы более ранних работ (см., например, [Jackson, Forsyth, Overton, 1990; Jokat et al., 1995; Niblett, Kurtz, Michaud, 1987]).

Выводы

1. Обоснована и применена на практике для интерпретации данных магнитовариационного профилирования концепция эквивалентного источника.

2. Создана трехмерная модель геоэлектрического разреза в приполюсной части Северного Ледовитого океана на площади регионального масштаба.

3. На исследованной площади установлен ряд особенностей строения дна Северного Ледовитого океана, а именно:

– наличие плавной зоны понижения поверхности проводящего основания от оси хребта Гаккеля в сторону хребта Ломоносова;

 отсутствие регионального разломного нарушения в зоне сочленения котловины Амундсена и хребта Ломоносова;

 присутствие ступенчатого поднятия проводящего основания под восточным склоном хребта Менделеева-Альфа на границе с Канадской котловиной;

- континентальный тип земной коры под котловинами Макарова и Подводников;

– континентальный тип коры под большей частью хребта Менделеева-Альфа, на границе с Канадской котловиной резко переходящий в океанический.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 09-05-12003).

Литература

Дмитриев В.И., Захаров Е.В. Метод интегральных уравнений в вычислительной электродинамике. М.: МАКС Пресс, 2008. 316 с.

Жданов М.С. Теория обратных задач и регуляризации в геофизике. М.: Науч. мир, 2007. 712 с.

Карасик А.М. Основные особенности истории развития и структуры дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным // Морская геология, седиментация, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980. С.178–193.

Киселев Ю.Г. Глубинная геология Арктического бассейна. М.: Недра, 1986. 222 с.

Корн Г., Корн Т. Справочник по математике. М.: Наука, 1968. 720 с.

Погребицкий Ю.Е. Переходные зоны "материк-океан" в геодинамической системе Северного Ледовитого океана // Докл. 27 МГК. Т. 7. Геология Арктики. М., 1984. С.29–37.

Поселов В.А. Структура литосферы центральной части Арктического глубоководного бассейна по сейсмическим данным: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ВНИИ Океангеология, 2002. 228 с.

Рокитянский И.И. Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. Киев: Наук. думка, 1975. 286 с.

Трофимов И.Л. Магнитотеллурическое зондирование в Канадской котловине // Геомагнетизм и аэрономия. 1979. Т. 19, № 5. С.904–908.

Трофимов И.Л. К теории магнитотеллурических методов // Физика Земли. 1996. № 6. С.50–56.

- *Трофимов И.Л., Фонарев Г.А.* Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований в Северном Ледовитом океане // Геомагнетизм и аэрономия. 1974. Т. 14, № 4. С.89–92.
- *Трофимов И.Л., Шнеер В.С.* Некоторые результаты определения магнитного индукционного вектора в Центральной Арктике // Геофизические исследования. 2007. № 8. С.69–74.
- *Трофимов И.Л., Халезов А.А., Шнеер В.С.* Итоговый отчет по проекту РФФИ № 04-05-64002: Профилирование геоэлектрического разреза Северного Ледовитого океана по магнитовариационным наблюдениям на дрейфующих станциях "Северный полюс". 2006. 29 с.
- Уфимцев П.Я. Метод краевых волн в физической теории дифракции. М.: Советское радио, 1962. 243 с.
- Фонарев Г.А., Трофимов И.Л. Некоторые результаты магнитотеллурического профилирования в Северном Ледовитом океане // Физика Земли. 1972. № 2. С.81–82.
- *Arushanov M.L., Korotaev S.M.* Geophysical effects of causal mechanics // On the Way to Understanding the Time Phenomenon. Part 2 / Ed. A.P. Levich. World Scientific. 1996. P.101–108.
- Berdichevsky M.N., Zhdanov M.S. Advanced theory of deep geomagnetic sounding. Amsterdam: Elsevier, 1984. 408 p.
- *Fonarev G.A., Trofimov I.L., Shneyer V.S.* Some Results of Magnetotelluric Research in the Central Arctic // J. Geophys. Res. 1973. V. 78, N 8. P.1398–1400.
- Jackson H.R., Forsyth D.A., Overton A. Seismic reflection and refraction: The geology of North America / Eds. A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweenly. Vol. L. The Arctic Ocean Region // Geol. Soc. Amer. 1990. P.153–170.
- Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen T., Shone T. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and Eurasian Basin // Geophys. J. Int. 1995. V. 122. P.378–392.
- *Niblett E.R., Kurtz R.D., Michaud C.,* Magnetotelluric measurements over Alpha Ridge // Phys. Earth Planet. Inter. 1987. V. 45, N 2. P.101–118.
- Rumelhart D., McClelland J., PDP Research Group. Parallel Distributed Processing. Cambridge, MA: MIT Press, 1988. 547 p.

Сведения об авторах

ТРОФИМОВ Игорь Леонтьевич – кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Центр геоэлектромагнитных исследований, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 142190, Москва, г. Троицк, а/я 30. Тел.: (495) 851-09-06. E-mail: nuinu@mail.ru

ЖДАНОВ Михаил Семенович – доктор физико-математических наук, профессор, директор Консорциума по электромагнитному моделированию и инверсии. США, Ut 84112 Солт-Лейк-Сити, Университет Юта. Тел.: (801) 581-77-50. E-mail: mzhdanov@mines.utah.edu

КОРОТАЕВ Сергей Маратович – доктор физико-математических наук, заведующий лабораторией. Центр геоэлектромагнитных исследований, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 142190, Москва, г. Троицк, а/я 30. Тел.: (495) 851-09-06. E-mail: korotaev@igemi.troitsk.ru

КРУГЛЯКОВ Михаил Сергеевич – кандидат физико-математических наук, научный сотрудник факультета вычислительной математики и кибернетики, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1. Тел.: (499) 976-40-66. E-mail: mkruglyakov@gmail.com

ОРЕХОВА Дарья Александровна – аспирант, Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН. 1239956 ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10. Тел. 916-956-42-48. E-mail: ordaal@gmail.com

ПОПОВА Ирина Владимировна кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: (499) 254-93-95. E-mail: ipopova@trtk.ru

ШНЕЕР Виталий Семенович – кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Центр геоэлектромагнитных исследований, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 142190, Москва, г. Троицк, а/я 30. Тел.: (495) 851-09-06. E-mail: vshneyer@mail.ru

ЩОРС Юрий Григорьевич – доктор физико-математических наук, заведующий лабораторией, Национальный исследовательский центр "Курчатовский институт". 123182, Москва, площадь академика Курчатова, д. 1. Тел.: (499) 196-77-21. E-mail: scshors.ug@gmail.com

SOME FEATURES OF THE CENTRAL ARCTIC OCEAN STRUCTURE ACCORDING TO RESULTS OF MAGNETOVARIATION DATA MODELING FACTORING IN THE EQUIVALENT SOURCE

I.L. Trofimov¹, M.S. Zhdanov², S.M. Korotaev¹, M.O. Kruglyakov³, D.A. Orekhova¹, I.V. Popova¹, V.S. Shneyer¹, Yu.G. Schors⁴

¹ Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
 ² Consortium for Electromagnetic Modeling and Inversion, Salt Lake City, Utah, USA
 ³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
 ⁴ National Research Centre "Kurchatov Institute", Moscow, Russia

Abstract. Processing and interpretation of magnetovariation observations at the "North Pole" drift stations have been fulfilled based on a new theory of complex magnetic induction vectors (MIV). The location of magnetic variation equivalent source has been found theoretically and by using neuron-net modeling. Taking into account the source location, a 3D simulation of geoelectric cross-section in the near-pole region of the Arctic Ocean has been conducted. As a result the geoelectric model of cross-section over a region-size area has been created and new properties of lithosphere structure up to 400 km deep have been revealed, which is of importance for the problem of origin of the Arctic Ocean.

Keywords: Arctic Ocean, geoelectric, magnetovariation profiling, 3D-simulation, neuro-net inversion.