

БЫСТРАЯ ИНВЕРСИЯ СИНХРОННЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ С ЕСТЕСТВЕННЫМИ И КОНТРОЛИРУЕМЫМИ ИСТОЧНИКАМИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

© 2005 г. Б. Ш. Зингер¹, Э. Б. Файнберг²

¹CSIRO Petroleum, PO 130, Bentley, WA 6102, Australia

²Центр геоэлектromагнитных исследований ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Троицк, Московск. обл.

Поступила в редакцию 10.02.2005 г.

Рассматриваются алгоритмы инверсии данных синхронных электромагнитных наблюдений в моделях, содержащих неоднородные тонкие слои. Как и при любом подходе к решению обратной задачи, рассматриваемые алгоритмы предполагают выбор класса моделей, адекватно отражающего априорные представления о разрезе. При этом трехмерная аномалия включается в состав одного или нескольких неоднородных тонких слоев проводящего или высокоомного типа.

В отличие от традиционного целенаправленного подбора параметров неоднородного геоэлектрического разреза, суммарная электропроводность и/или поперечное сопротивление этих слоев определяются с помощью фильтрации полей, измеренных вдоль поверхности земли (в случае наземных наблюдений) или же вдоль дна океана (при решении задач морской электроразведки). Используемые с этой целью фильтры определяются геоэлектрическим разрезом, заполняющим пространство вне горизонтально неоднородных слоев. При подобном подходе, для инверсии на РС одночастотных данных, определенных на двумерной сетке, состоящей из порядка 10000 узлов, обычно достаточно доли минуты. Рассматриваемый подход применим при интерпретации частотных и переходных зондирований с использованием как естественных, так и искусственных источников.

В качестве примеров рассматриваются две геоэлектрические модели. В первом случае, инвертируются данные, синтезированные для неглубоко залегающего проводящего объекта – подобная ситуация встречается как при рудной разведке, так и при поиске захороненных экологически опасных объектов. Во втором примере выделяется высокоомная структура с параметрами, типичными для залежей газовых гидратов в океане.

ВВЕДЕНИЕ

Традиционно инверсия геофизических данных осуществляется методом подбора. При этом ведется подбор параметров, определяющих модели в рамках некоторого класса, который, по мнению интерпретатора, адекватен рассматриваемой геоэлектрической ситуации. Процесс стартует с задания начального значения параметров, определяющих разрез. Далее рассчитывается отклик, определенной таким образом модели, на заданные источники поля, оценивается невязка между вычисленными и измеренными откликами, оцениваются производные Фреше, определяющие направление коррекции модельных параметров. После определения улучшенной модели цикл повторяется столько раз, сколько необходимо для достижения требуемого согласия между моделируемым и измеренным откликами.

Известно, что прямое применение метода подбора часто затруднено некорректным характером обратной задачи. В частности, в тех случаях, когда модель задается большим количеством параметров, нередко существует значительная область эквивалентности, к которой относятся все модели, удовлетворяющие экспериментальным

данным в пределах погрешности измерений. В таких случаях задание начального приближения имеет первостепенное значение, и от него, в конечном итоге, зависит скорость и качество решения обратной задачи. Таким образом, привлечение априорной геологической и геофизической информации об исследуемом объекте приобретает принципиальное значение.

В ряде случаев возможен поиск решений в классе моделей, в которых неоднородность распределена между одним или несколькими неоднородными тонкими слоями, вне которых среда является горизонтально однородной. Условия, при которых слой может рассматриваться как тонкий, а также параметры, определяющие электрические свойства тонких слоев, кратко обсуждаются в следующем разделе. Из практики электрических и электромагнитных методов также хорошо известны ситуации, когда все, что удастся узнать о слое, – это его суммарная электропроводность или же поперечное сопротивление. Во многих случаях знания параметров неоднородного тонкого слоя оказывается достаточным для решения поставленной геофизической задачи. В других же случаях информация о суммарных параметрах неодно-

родных тонких слоев может, в сочетании с априорными данными о разрезе, оказаться полезной при задании начальных параметров разреза, подлежащих в дальнейшем уточнению в процессе решения полной трехмерной обратной задачи.

Сказанное выше оправдывает разработку методов определения суммарных параметров неоднородных тонких слоев. Дальнейшим стимулом является тот факт, что, например, в магнитотеллурике определение удельной электропроводности является некорректной задачей, в то время как определение суммарной продольной проводимости – корректной [Дмитриев, 1987]. Впервые задача определения суммарной электропроводности неоднородного тонкого слоя, входящего в состав двумерной модели, рассматривалась в работе [Schmucker, 1971]. В дальнейшем трехмерные магнитотеллурические задачи подобного типа были рассмотрены в работах [Vasseur & Weidelt, 1977; Авдеев, Файнберг, Зингер, 1989; Singer, Fainberg, 1997].

НЕОДНОРОДНЫЕ ПРОВОДЯЩИЕ СЛОИ

Рассмотрим геоэлектрическую модель, в которой латеральные неоднородности могут быть представлены в виде одного или нескольких горизонтальных слоев, погруженных в горизонтально однородный разрез. В случае, если неоднородный слой имеет более высокую проводимость, чем вмещающий его разрез, и электромагнитное поле на рассматриваемой частоте ω проникает через этот слой, можно избежать детального рассмотрения распределения электромагнитного поля внутри неоднородного слоя. Вместо этого рассматривается задача по нахождению электромагнитного поля в горизонтально однородной среде, заполняющей пространство вне неоднородного слоя, при условии, что решение удовлетворяет условиям сопряжения на горизонтальных плоскостях, ограничивающих неоднородный слой:

$$\begin{aligned} \mathbf{E}_\tau - \mathbf{E}_\tau^- &= i\omega\mu_0 h \mathbf{e}_z \times \mathbf{H}_\tau, \\ \mathbf{H}_\tau - \mathbf{H}_\tau^- &= S \mathbf{e}_z \times \mathbf{E}_\tau - h \nabla_\tau H_z, \end{aligned} \quad (1)$$

где индекс “ τ ” используется для обозначения горизонтальных компонент электрического $\mathbf{E}$ и магнитного $\mathbf{H}$ полей; h – толщина слоя; $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ Гн/м; $\nabla_\tau = \mathbf{e}_x \partial_x + \mathbf{e}_y \partial_y$; $\mathbf{e}_x$ и $\mathbf{e}_y$ – горизонтальные, а $\mathbf{e}_z$ – вертикальный орт декартовой системы координат. В условии (1) верхний индекс “ $-$ ” обозначает компоненты электромагнитного поля, наблюдаемого на нижней поверхности неоднородного слоя; соответствующие компоненты на верхней поверх-

ности не имеют верхнего индекса. Функция горизонтальных координат

$$S(x, y) = \int_h \sigma(x, y, z) dz, \quad (2)$$

определяет проводимость (или суммарную электропроводность) неоднородного слоя.

Как показано в работе [Singer, Fainberg, 1999], приближение тонкого слоя накладывает ограничения на частоту временных вариаций и быстроту изменения электромагнитного поля в горизонтальных направлениях. Соответствующее условие $h \ll \min\{\lambda_s, \lambda_f\}$, где $\lambda_s = 2(\omega\mu_0 S)^{-1}$ – скин-глубина в породах, слагающих тонкий слой, и λ_f – характеристическая длина вариаций поля вдоль поверхности слоя. Выполнение указанного условия, учитывающего длину волны внешнего поля, распределение резких скачков и градиентов в распределении электропроводности и т.п., обеспечивает проникновение поля через рассматриваемый неоднородный слой.

Предполагая, что неоднородный слой подстилается известной, например, из измерений вне аномальной области, горизонтально однородной средой, можно показать, что тангенциальные компоненты магнитного и электрического полей на нижней поверхности неоднородного слоя связаны соотношением $\mathbf{e}_z \times \mathbf{H}_\tau^- = -\hat{Y} * \mathbf{E}_\tau^-$. Используемый при этом фильтр $\hat{Y}$ представляет собой адмитансную тензорную функцию подстилающего слоистого разреза [Dawson, Weaver, 1979], [Singer, Fainberg, 1997]. Если поля $\mathbf{E}_\tau$, $\mathbf{H}$ измерены на поверхности слоя, то, выражая $\mathbf{E}_\tau^-$ и $\mathbf{H}_\tau^-$ через $\mathbf{E}_\tau$ и $\mathbf{H}$ с помощью условия (1), получим выражение

$$\begin{aligned} S \mathbf{E}_\tau &= -\mathbf{e}_z \times \mathbf{H}_\tau - \hat{Y} * [\mathbf{E}_\tau - i\omega\mu_0 h \mathbf{e}_z \times \mathbf{H}_\tau] + \\ &+ h \mathbf{e}_z \times \nabla_\tau H_z, \end{aligned} \quad (3)$$

которое в данном случае сводится к алгебраическому уравнению относительно S .

Описанный подход может быть применен для инверсии электромагнитных полей, даже в тех случаях, когда геоэлектрическая ситуация не удовлетворяет предположению о возможности включения аномальных тел в единственный неоднородный тонкий слой. В качестве примера рассмотрим модель, состоящую из двух неоднородных тонких слоев. В этой модели пространство между слоями и под глубинным неоднородным слоем имеет удельное сопротивление 20 Ом м. Поверхностный неоднородный слой модели представляет собой обширную “угловую” аномалию с проводимостью 100 С, что на порядок выше нормальной проводимости слоя (10 С). Второй неоднородный слой расположен на глубине 100 м и имеет такую же нормальную проводимость, что и поверхность

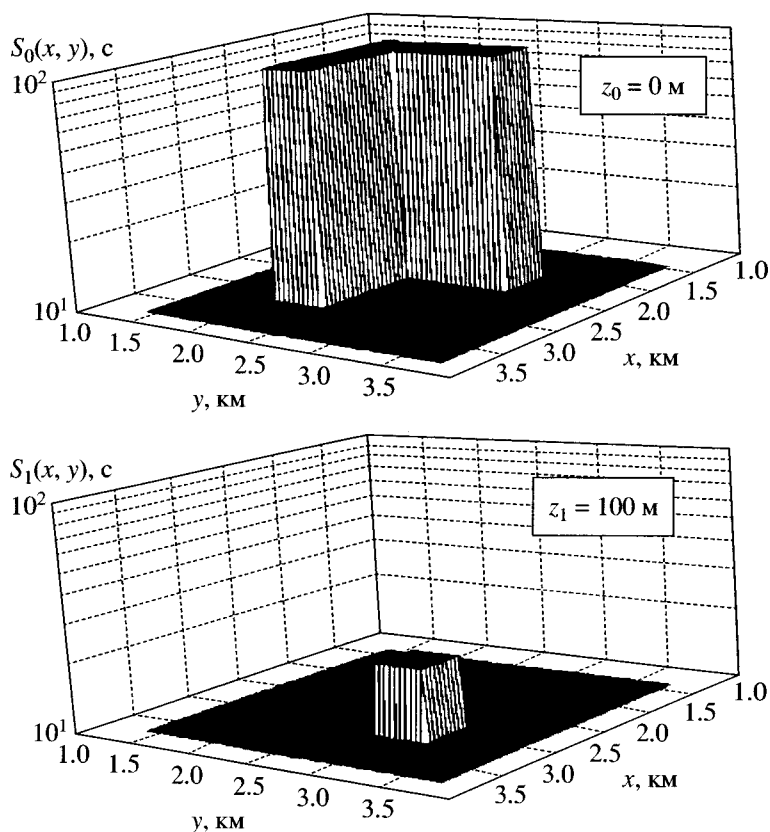


Рис. 1. Модель, используемая для демонстрации алгоритма, определяющего суммарную электропроводность неоднородного тонкого слоя: на рисунке показана проводимость поверхностного и погруженного неоднородных проводящих слоев; среда над поверхностным слоем – непроводящая, между слоями и под глубинным слоем – однородная, с удельным сопротивлением 20 Ом м.

ный слой. Погруженный неоднородный слой включает относительно маленькую по размерам аномалию с проводимостью лишь вдвое превышающей фон (рис. 1).

Отклик модели был рассчитан для плоской волны с частотами 1, 10 и 100 Гц. На рис. 2 показано распределение кажущегося импеданса на частоте 10 Гц, построенное по рассчитанным полям. Как видно из рисунка, электромагнитный отклик крупной приповерхностной аномалии хорошо выделяется на фоне отклика вмещающей среды, хотя однозначное определение границ приповерхностной аномалии может быть затруднено вследствие индукционного эффекта. В то же время вклад глубинной аномалии едва ли может быть выделен. Аналогичная ситуация наблюдается и на других частотах.

Описанный выше алгоритм инверсии был применен к модельным данным в предположении, что все неоднородности сосредоточены в приповерхностном слое. Результаты инверсии представлены на рис. 3. Как видно из этого рисунка, глубинная аномалия вообще не видна на частоте 100 Гц, однако по мере уменьшения частоты она проявляется в правильном месте, хотя и в не-

сколько искаженной форме и с заниженной амплитудой. Искажение, очевидно, является следствием предположения о приповерхностном залегании аномального тела. Хотя это не рассматривается в настоящей работе, укажем, что, усложняя алгоритм введением второго неоднородного слоя, можно значительно улучшить качество выделения глубинной аномалии. Тем не менее, даже описанный выше упрощенный алгоритм приводит к весьма разумным результатам.

НЕОДНОРОДНЫЕ ВЫСОКООМНЫЕ СЛОИ

В некоторых случаях интересующий нас неоднородный слой имеет более высокое сопротивление, чем окружающая его среда. Например, области залегания так называемых газовых гидратов характеризуются более высоким сопротивлением по сравнению с окружающими их осадками, которые, в свою очередь, характеризуются несколько меньшей электропроводностью, чем морская вода (Yuan, Edwards, 2001).

В случае высокоомного неоднородного тонкого слоя, решение уравнений Максвелла по-прежнему ищется для горизонтально однородной среды,

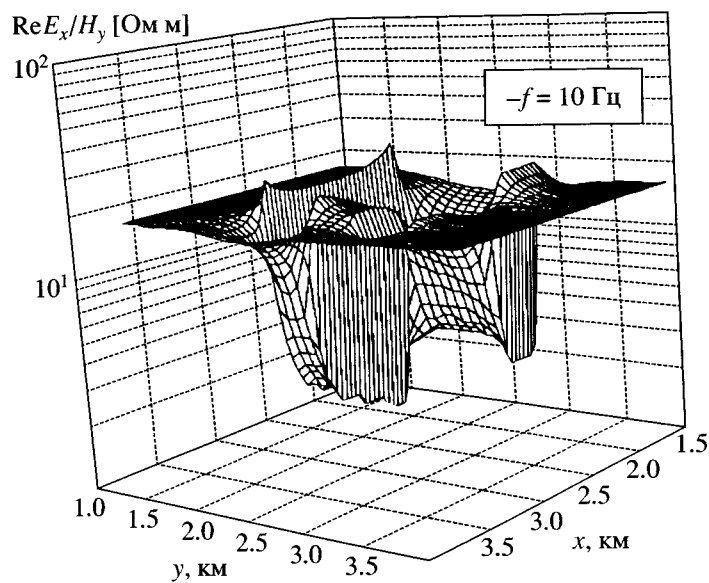


Рис. 2. Кажущийся импеданс для модели, изображенной на рис. 1.

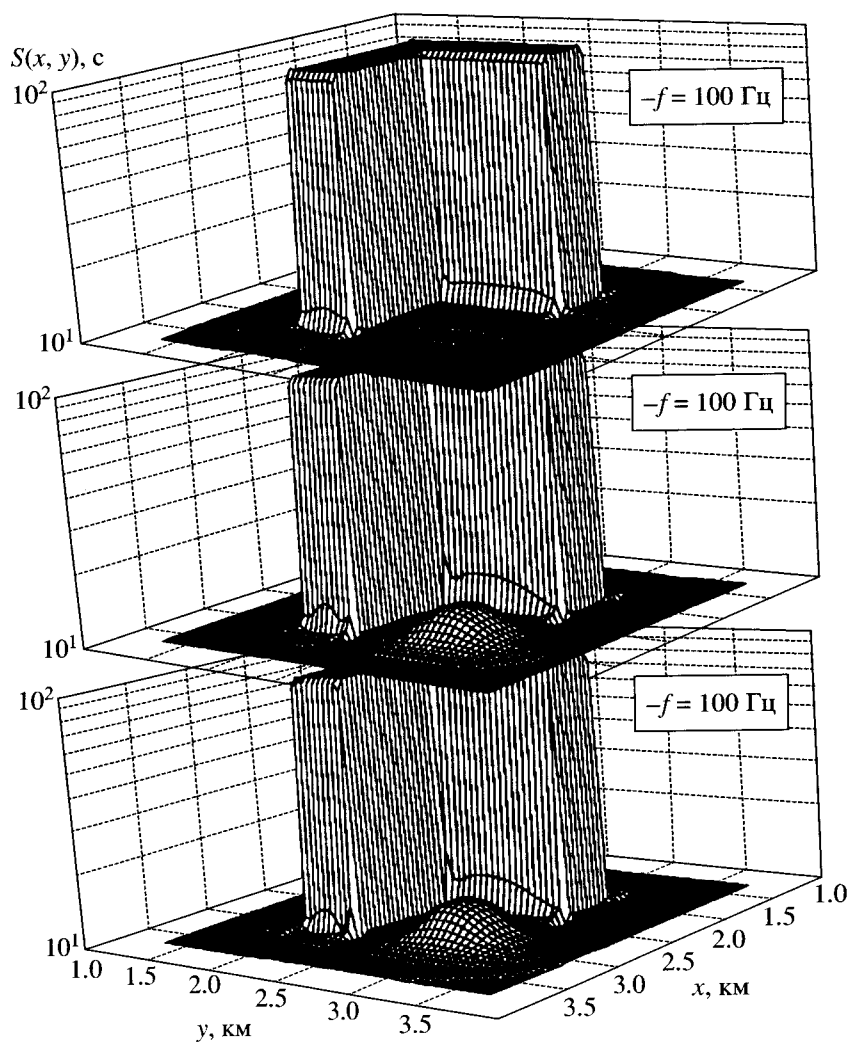


Рис. 3. Результаты инверсии на частотах 1, 10, 100 Гц для модели, показанной на рис. 1.

вмещающей этот слой. На горизонтальных плоскостях, ограничивающих слой, решение должно удовлетворять условию

$$\begin{aligned} \mathbf{E}_\tau - \mathbf{E}_\tau^- &= -\nabla_\tau [T j_z] + i\omega\mu_0 h \mathbf{e}_z \times \mathbf{H}_\tau, \\ \mathbf{H}_\tau - \mathbf{H}_\tau^- &= h \nabla_\tau H_z, \end{aligned} \quad (4)$$

где $\mathbf{j}$ – плотность тока, текущего в неоднородном слое, а

$$T(x, y) = \int_h \sigma^{-1}(x, y, z) dz \quad (5)$$

поперечное сопротивление слоя. Если горизонтальная компонента электрического поля измерена на поверхности неоднородного слоя вместе с магнитным полем и вертикальной компонентой электрического тока (при необходимости, последняя может быть определена по магнитному полю), то, пользуясь формулами (4), можно определить распределение поперечного сопротивления неоднородного слоя.

Используя второе из условий (4), можно определить магнитное поле на нижней границе слоя

$$\mathbf{H}_\tau^-.$$

С помощью фильтрации $\mathbf{E}_\tau^- = -\hat{Z} * (\mathbf{e}_\tau \times \mathbf{H}_\tau^-)$,

где фильтрующая функция $\hat{Z} = \hat{Y}^{-1}$ представляет собой тензорный импеданс подстилающего горизонтально однородного разреза, вычисляется электрическое поле. Таким образом, из условия (4) следует

$$\begin{aligned} \nabla_\tau [T j_z] &= -\mathbf{E}_\tau - \hat{Z} * [\mathbf{e}_z \times \mathbf{H}_\tau + h \mathbf{e}_z \times \nabla_\tau H_z] + \\ &+ i\omega\mu_0 h \mathbf{e}_z \times \mathbf{H}_\tau. \end{aligned} \quad (6)$$

Интегрируя это уравнение вдоль произвольного горизонтального контура, начинающегося в точке, в которой либо известно поперечное сопротивление, либо равен нулю вертикальный ток, получим алгебраическое уравнение относительно T .

В качестве примера, иллюстрирующего описанный алгоритм, рассмотрим модель, представляющую собой океан глубиной 800 м с неоднородным придонным слоем толщиной 100 м и однородным полупространством на больших глубинах. Удельная электропроводность морской воды равна 3 С/м, однородного полупространства, занятого осадками – 2 С/м. Неоднородный придонный слой имеет нормальную электропроводность 1 С/м, электропроводность осадков в области неоднородности – 0.75 С/м; горизонтальный размер аномалии – 550 × 850 м. Модельное распределение поперечного сопротивления неоднородного слоя показано на рис. 4.

Источником служит вертикальный электрический кабель длиной 600 м, с нижним концом, висящим на 200 м выше центра аномалии; частота переменного тока в кабеле – 0.1 Гц. Метод вычисления полей, использованных в качестве исходных

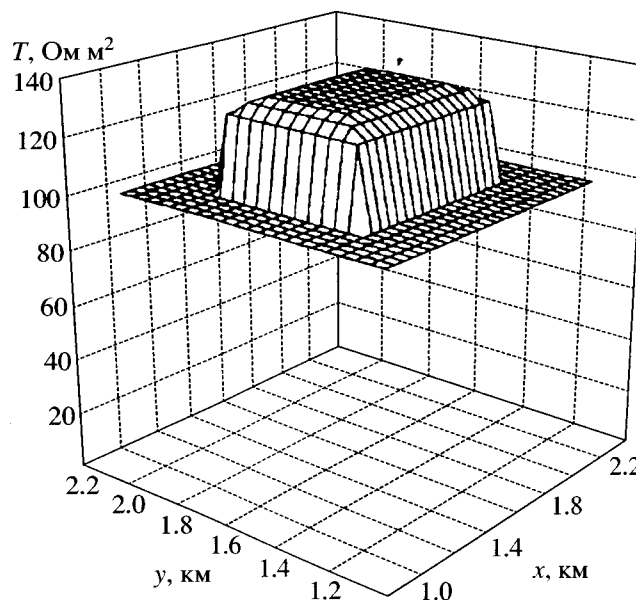


Рис. 4. Распределение поперечного сопротивления в модели с высокоомным неоднородным слоем, используемой для демонстрации алгоритма, определяющего поперечное сопротивление: глубина океана 800 м, толщина неоднородного слоя – 100 м, горизонтальный размер аномалии 550 × 850 м; электропроводность морской воды – 3 С/м, осадков – 1 С/м и 2 С/м в придонном слое и на глубинах свыше 100 м, соответственно; в пределах аномалии – 0.75 С/м.

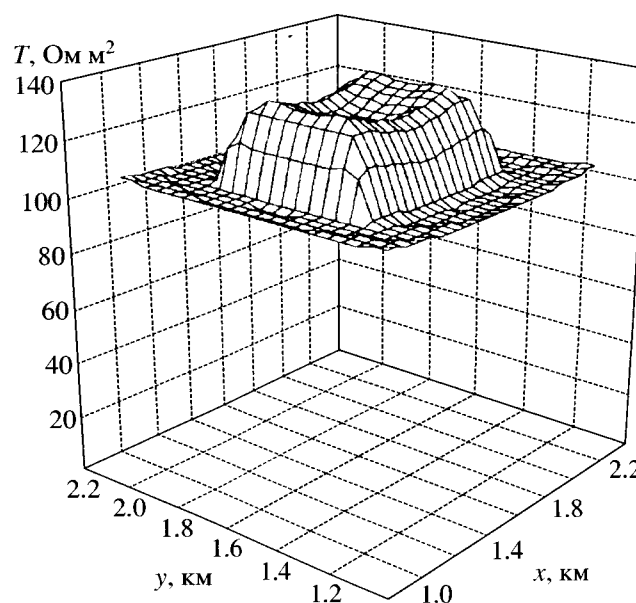


Рис. 5. Результаты инверсии для модели, показанной на рис. 4.

данных для инверсии, описан в работе [Singer et al., 2003]. Определенное в результате инверсии модельных данных поперечное сопротивление показано на рис. 5.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные выше алгоритмы иллюстрируют лишь некоторые возможности, предоставляемые классом моделей, включающих неоднородные тонкие слои, погруженные в горизонтально однородный разрез. Выбор конкретных моделей определяется рассматриваемой геоэлектрической ситуацией. В свою очередь, тип модели и характер наличных электромагнитных данных определяют используемый алгоритм инверсии.

Выше мы не останавливались на вопросе о возможном влиянии помех на результаты инверсии. Следует, однако, заметить, что при выполнении, например, зондирований с контролируемой источниками, основной помехой нередко являются магнитотеллурические поля естественного происхождения. Поскольку указанные алгоритмы могут быть применены как к естественным, так и к искусственным полям, и поскольку источник поля не входит в окончательные алгебраические уравнения для искомых параметров разреза, то можно утверждать, что указанная помеха вообще не приведет к каким-либо искажениям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдеев Д.Б., Файнберг Э.Б., Зингер Б.Ш. Тонко-слоистая интерпретация переменных электромагнитных по-

лей. Геоэлектрические исследования с мощным токовым источником на Балтийском щите. 1989. С. 228–235.

Дмитриев В.И. Некорректные задачи электромагнитных методов в геофизике. Некорректные задачи естествознания / Под ред. Тихонова А.Н. и Гончарского А.В. 1987. МГУ. С. 54–76.

Dawson T.W., Weaver J.T. Three-dimensional electromagnetic induction in non-uniform thin sheet at the surface of non-uniformly conductive Earth // *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1979. V. 59. P. 445–462.

Schmucker U. Interpretation of induction anomalies above non-uniform surface layer // *Geophysics*. 1971. V. 56. P. 156–165.

Singer B. Sh. и Fainberg E. B. Fast 3-D inversion algorithms // *Society of Exploration Geophysicists*. 1997. V. 67. Annual Meeting, Extended Abstracts, P. 378–381.

Singer B.Sh., Fainberg E.B. Modeling electromagnetic fields in heterogeneous layers with application to field generation in volcanoes: I – Theory and example // *Geophys. J. Int.* 1999. V. 138. P. 125–145.

Singer B. Sh., Mezzatesta A., Wang T. Integral equation approach based on contraction operators and Krylov space optimization. Three-dimensional Electromagnetics III / Macnae J. and Liu G. (Ed.), 2003. V. 26. P. 1–14.

Vasseur G., Weidelt P. Bimodal electromagnetic induction in non-uniform sheet with application to the northern Pyrenean // *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1977. V. 51. P. 669–690.

Yuan J., Edwards R. N. Tower seafloor electromagnetics and assessment of gas hydrate deposits // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 27. P. 2397–2400.