

УДК 550.837

## ВОЗМОЖНОСТИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ, ПОЛУЧЕННЫХ НА ОДИНОЧНОМ ПРОФИЛЕ, ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТРЕХМЕРНО-НЕОДНОРОДНОЙ СРЕДЫ

© 2010 г. П. В. Иванов, П. Ю. Пушкарев

Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова

E-mail: angel2c@yandex.ru

Поступила в редакцию 26.02.2010 г.

Магнитотеллурические зондирования часто выполняются по одиночным или удаленным друг от друга профилям. При наличии трехмерно-неоднородных геоэлектрических структур интерпретация полученных данных затруднительна. Мы оцениваем ее возможности на основе синтетических данных, отвечающих геоэлектрической модели, состоящей из фонового трехслойного разреза и трех прямоугольных призм, по-разному расположенных относительно профиля. Применяя простые методы анализа магнитотеллурических данных, удается локализовать все три неоднородности на площади, окружающей профиль наблюдений. В результате быстрой “сглаживающей” одномерной и двухмерной инверсии различных компонент данных, с учетом их особенностей, оценены глубины залегания аномалий и порядок значений их сопротивлений, а также восстановлен фоновый разрез. На этой основе, а также с использованием априорной геолого-геофизической информации, возможно построение трехмерной модели в более или менее широкой полосе вокруг профиля и ее коррекция с помощью трехмерной инверсии данных.

### ВВЕДЕНИЕ

Как при глубинных, так и при прикладных исследованиях магнитотеллурические (МТ) зондирования в большинстве случаев выполняются по одиночным профилям или системам из небольшого числа профилей. Использование регулярных площадных схем наблюдения требует существенных затрат времени и средств и нередко ограничено условиями местности. При изучении трехмерно-неоднородных сред интерпретация получаемых данных связана с определенными проблемами.

В настоящее время хорошо изучены возможности интерпретации в рамках двухмерного приближения. В работе [Бердичевский, Дмитриев, 2009] проанализированы чувствительность компонент МТ-данных к различным геоэлектрическим структурам и их устойчивость к двухмерной аппроксимации трехмерных структур. Однако принципиальное ограничение двухмерной инверсии заключается в том, что ее результатом является геоэлектрический разрез по линии профиля. При этом информация о поведении геоэлектрических структур вне профиля теряется, если не считать тех артефактов, которые они могут создавать на разрезе.

Переход к трехмерной инверсии решает эту проблему, но создает другую. При отсутствии регулярной площадной системы наблюдений трехмерная обратная задача становится более неустойчивой. Впрочем, в относительно просто построенных средах приемлемый результат может дать стандартная “сглаживающая” инверсия с исполь-

зованием однородного полупространства в качестве стартовой модели, такой пример рассмотрен в работе [Siripunvaraporn et al., 2005]. Однако в общем случае потребуются более сложные эксперименты со стартовыми геоэлектрическими моделями и ограничениями на геоэлектрические параметры. Учитывая также длительность трехмерных расчетов, можно предположить, что этот процесс будет очень продолжительным.

Несмотря на эти принципиальные трудности, возможности получения информации о геоэлектрических структурах вне профиля наблюдений существуют и используются геофизиками. Классический пример – выявление зон аномальной электропроводности на основе анализа ориентации индукционных стрелок [Рокитянский, 1975].

Несколько лет назад М.Н. Бердичевским и В.И. Дмитриевым была предложена методика “бокового зондирования” геоэлектрических структур. В ней важная роль отведена качественному анализу МТ-данных, позволяющему локализовать эти структуры, оценить их простирание и степень вытянутости. Грубые количественные оценки некоторых геоэлектрических параметров могут быть сделаны по результатам двухмерной инверсии с учетом информативности компонент данных и их устойчивости к двухмерной аппроксимации структур. На всей этой основе строится трехмерная модель, характеризующая не только разрез по линии профиля, но и прилегающую к нему полосу. На последнем этапе

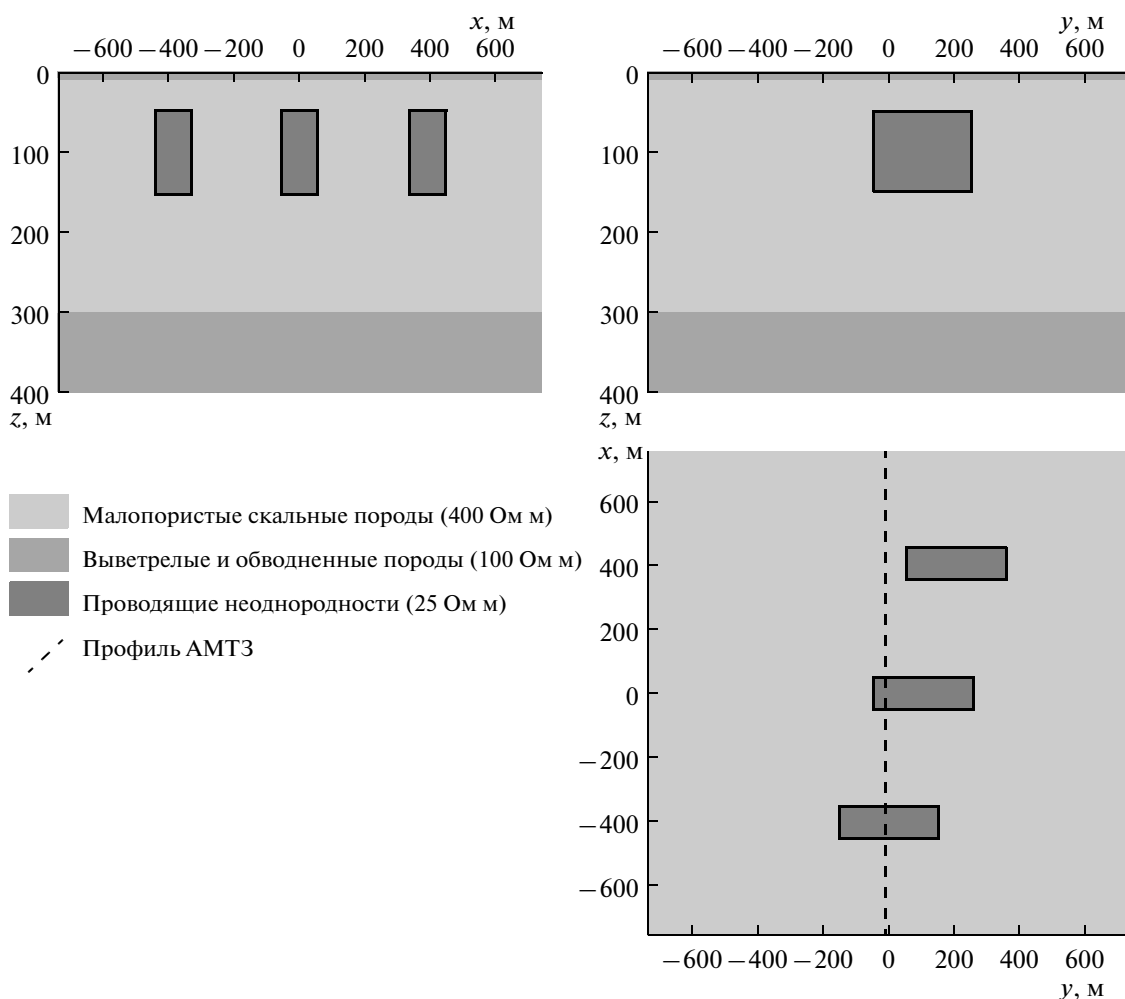


Рис. 1. Схема геоэлектрической модели: разрезы по плоскостям  $y = 100$  м и  $x = 0$  м и карта на глубине  $z = 100$  м.

эта модель корректируется с помощью программы для трехмерной инверсии МТ-данных.

В данной статье мы на примере относительно несложной геоэлектрической модели исследуем возможности методики “бокового зондирования”, пока не затрагивая наиболее трудоемкие и наименее проработанные этапы построения и корректировки трехмерной модели. На этом пути мы используем стандартные методы анализа и инверсии МТ-данных, но уделяем основное внимание не построению геоэлектрического разреза по линии профиля, а анализу эффектов, связанных с изменениями электропроводности вне профиля.

### ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Рассматриваемая геоэлектрическая модель представляет собой трехслойную среду и включает три прямоугольные призмы, помещенные во второй слой (рис. 1). Удельное электрическое сопротивление (УЭС) фонового разреза составляет 100 Ом м до глубины 10 м, 400 Ом м до глубины

300 м и 100 Ом м ниже. УЭС призм равно 25 Ом м, глубина до их кровли – 50 м, мощность – 100 м, а горизонтальные размеры каждой призмы – 300 м  $\times$  100 м. Одиночный профиль наблюдений пересекает первую призму в ее центре, вторую – вблизи края, а третья призма находится вне профиля. Длина профиля – 1500 м, шаг по профилю – 25 м, диапазон частот колебаний поля – от 10 Гц до 10 кГц.

Тем самым мы имитируем ситуацию, при которой МТ-зондирования в диапазоне аудио-частот (АМТ-зондирования) выполнены на одиночном профиле над массивом скальных пород, выветрелых в верхней (до глубины 10 м) и обводненных в нижней (более 300 м) его части. Целью работ могла бы быть локализация проводящих (глинистых или обводненных) зон, представляющих опасность при строительстве проектируемого тоннеля, над осью которого проложен профиль. Впрочем, можно представить себе множество других геологических ситуаций, которые можно описать такой геоэлектрической моделью, вплоть до изучения коровых проводящих зон в высокоомной литосфере

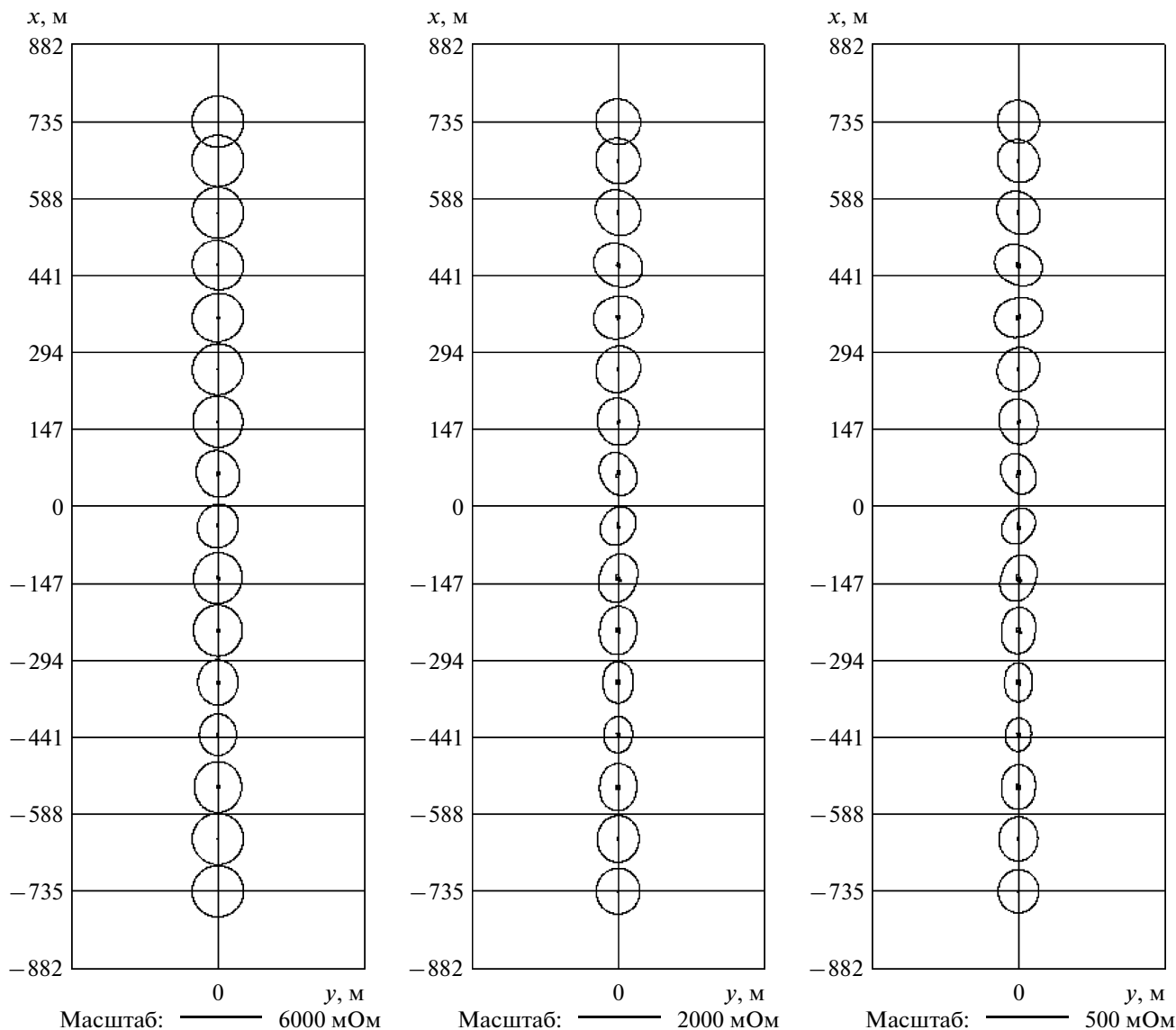


Рис. 2. Карты амплитудных полярных диаграмм тензора импеданса на частотах (слева направо): 2500, 250 и 25 Гц.

(при соответствующем изменении масштаба глубин и частот).

МТ-данные, отвечающие рассмотренной модели, были рассчитаны с помощью программы 3D моделирования MT3DFwd (автор — Р. Мэки) [Maskie et al., 1994]. Программа основана на методе конечных разностей, в нашем случае размер сетки составил  $76 \times 76 \times 20$  ячеек (не считая ячеек в верхнем непроводящем полупространстве).

### АНАЛИЗ МТ-ДАнных

На этапе анализа МТ-данных определяется степень неоднородности среды, локализуются основные геоэлектрические структуры и оценивается их простираие, а также распознается шум, создаваемый локальными приповерхностными неоднород-

ностями. Выполним анализ синтетических данных, отвечающих описанной геоэлектрической модели.

На рис. 2 представлены карты амплитудных полярных диаграмм тензора импеданса, показывающих, как меняются величины модулей его компонент  $|Z_{xy}|$  и  $|Z_{xx}|$  при вращении системы координат. Для наглядности и в то же время компактности изображения диаграммы приведены лишь для каждой четвертой точки профиля, т.е. с шагом 100 м.

На высокой частоте (2500 Гц) влияние неоднородностей только начинает сказываться, диаграммы  $|Z_{xy}|$  имеют форму окружностей. Изменения вдоль профиля невелики, разве что в районе  $x = -400$  м и  $x = 0$  м, где располагаются две призмы, можно заметить уменьшение размеров диаграмм  $|Z_{xy}|$ , что говорит о понижениях УЭС.

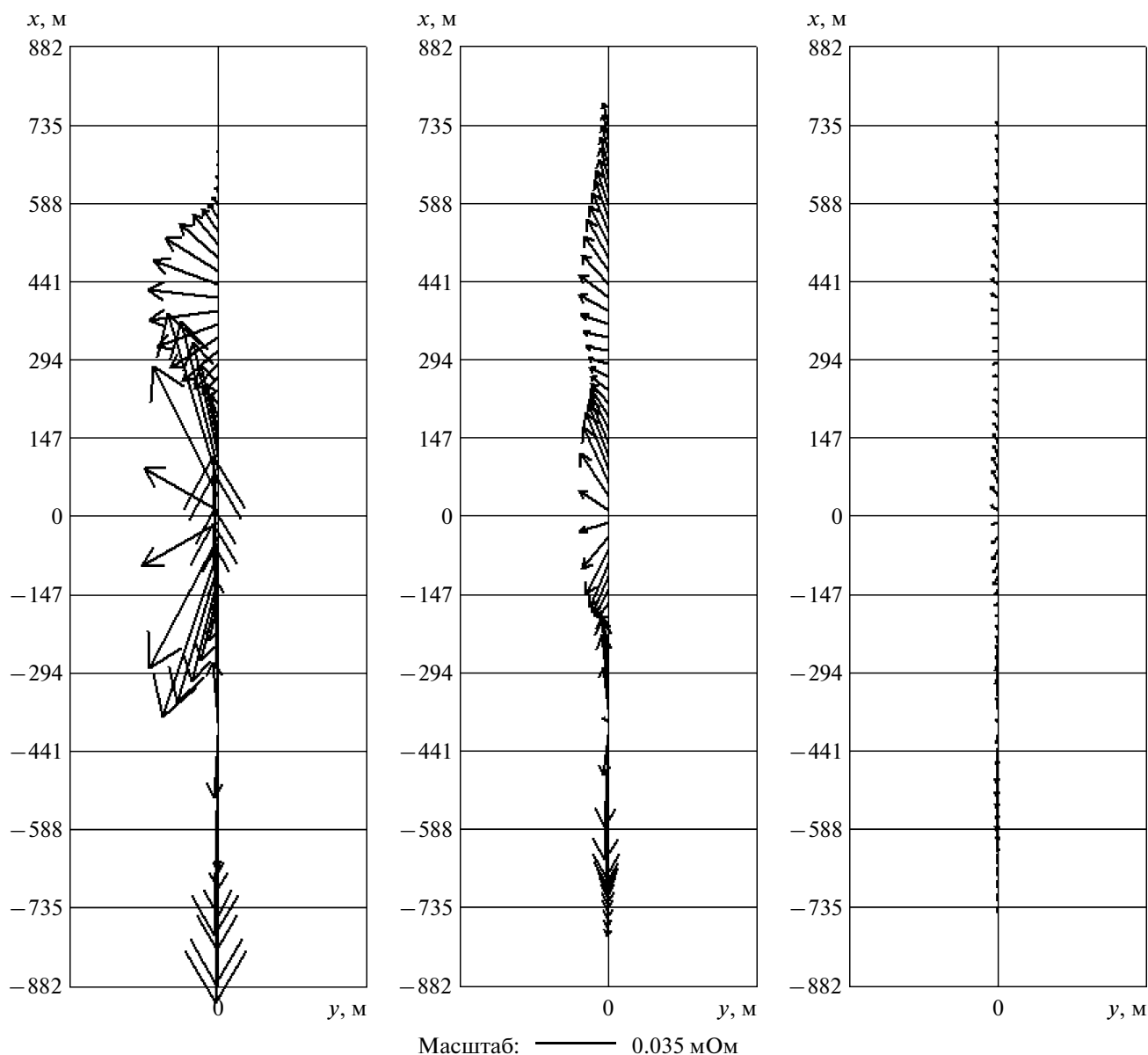


Рис. 3. Карты вещественных индукционных стрелок на частотах (слева направо): 2500, 250 и 25 Гц.

На частоте 250 Гц картина усложняется. Если при  $x = -400$  м диаграммы остаются симметричны относительно профиля, то около  $x = 0$  м их длинная ось немного отклоняется на восток при  $x < 0$  и на запад при  $x > 0$ , свидетельствуя о том, что здесь располагается структура, асимметричная относительно линии профиля. Похожую картину, но с большими углами отклонения длинной оси диаграмм, можно наблюдать при  $x = 400$  м, где располагается третья призма. Карта диаграмм, отвечающих частоте 25 Гц, аналогична, что говорит о частотно независимом (гальваническом) влиянии выделенных аномалий и об отсутствии более глубоких неоднородностей.

Особенностью тензора импеданса является его относительно низкая чувствительность к геоэлектрическим неоднородностям вдали от точки наблюдения (за исключением сильных региональных эффектов, таких как “береговой эффект”). Большой чувствительностью к ним обладает матрица типпера, состоящая из комплексных компонент  $W_{zx}$  и  $W_{zy}$ . Рассмотрим карты вещественных индукционных стрелок  $\text{Re}W = \text{Re}W_{zx} \cdot \mathbf{1}_x + \text{Re}W_{zy} \cdot \mathbf{1}_y$  (рис. 3). Они указывают направления от проводящих зон (конвенция Визе).

В южной части профиля вещественные индукционные стрелки расходятся вдоль него в разные стороны от точки  $x = -400$  м. На этой основе можно

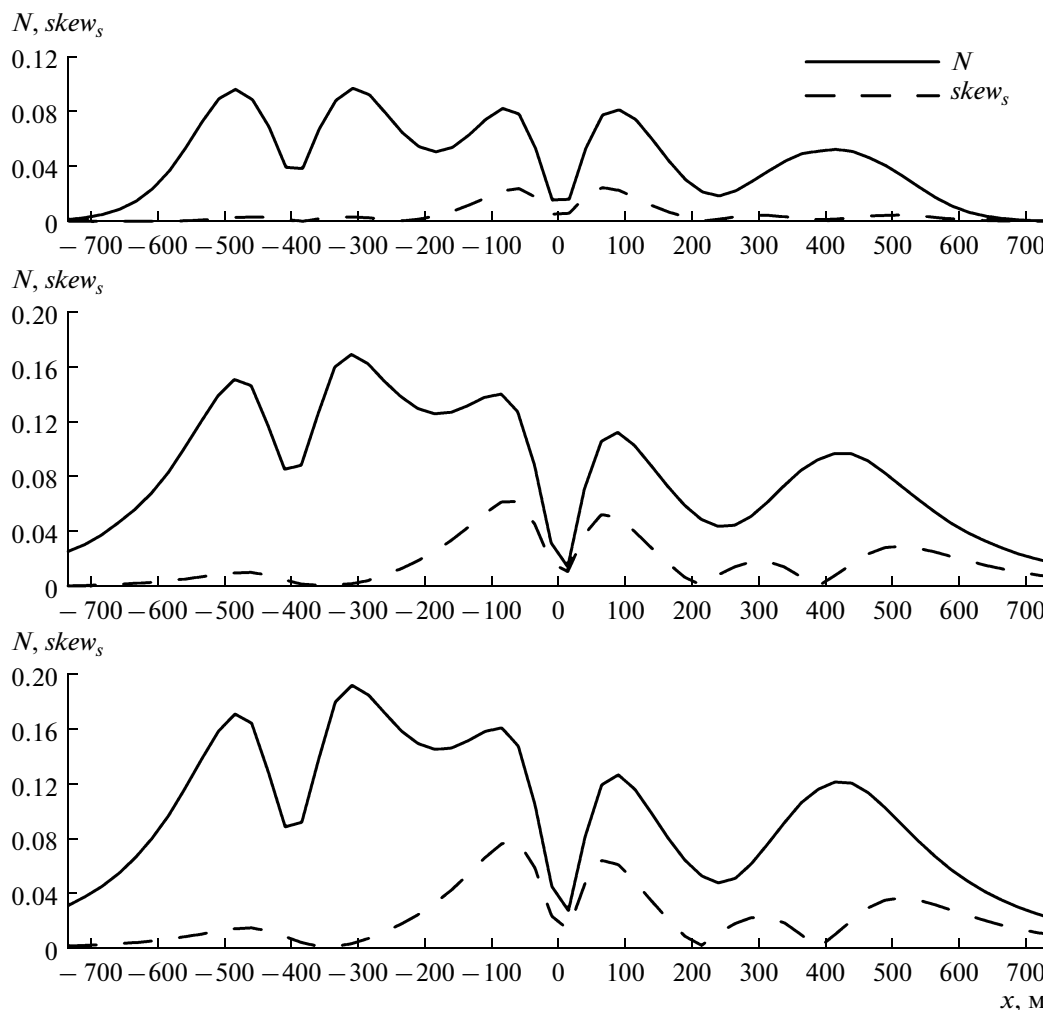


Рис. 4. Графики параметра неоднородности  $N$  и параметра асимметрии Свифта  $skew_s$  для частот (сверху вниз): 2500, 250 и 25 Гц.

утверждать, что здесь располагается проводящая неоднородность, причем либо ее центр находится на профиле, либо она далеко вытянута в обе стороны от профиля. В центральной ( $x = 0$  м) и северной ( $x = 400$  м) частях профиля стрелки позволяют выделить два проводящих объекта, причем центры этих объектов находятся к востоку от профиля. Также характер стрелок позволяет судить, что центр северной аномалии находится дальше от профиля. Но по рассматриваемым картам трудно оценить, попадают ли края этих двух объектов на профиль. С понижением частоты аномалии вначале накладываются друг на друга, а затем затухают.

Проанализируем также, как меняются вдоль профиля инвариантные (по отношению к вращению системы координат) параметры неоднородности и асимметрии среды. На рис. 4 приведены графики параметра неоднородности  $N$  и параметра асимметрии Свифта  $skew_s$ , рассчитанных по формулам [Бердичевский, Дмитриев, 2009]:

$$N = \sqrt{1 - 4 \frac{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}}{(Z_{xy} - Z_{yx})^2}},$$

$$skew_s = \left| \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \right|.$$

На графиках параметра  $N$  присутствуют 5 максимумов, и УЭС наиболее интенсивно меняется в горизонтальном направлении вблизи этих точек профиля. Поскольку на картах диаграмм тензора импеданса и индукционных стрелок мы видели три аномалии, то логично предположить, что две пары острых максимумов, разделенных столь же острыми минимумами, связаны с границами двух неоднородностей, через которые проходит профиль. Широкий максимум обязан своим происхождением третьей неоднородности, расположенной вне профиля, при этом точка профиля с максимальным значением  $N$  наиболее близка к ней.

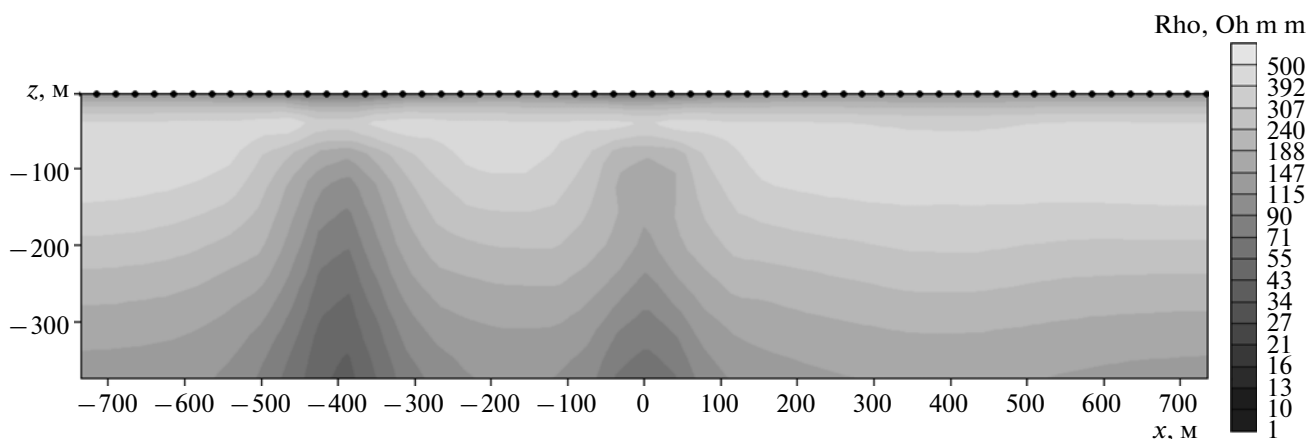


Рис. 5. Геоэлектрический разрез, построенный в результате одномерной инверсии эффективного импеданса  $Z_{EF}$  (после 4-й итерации).

Параметр асимметрии  $skew_s$ , характеризующий трехмерные эффекты, очень мал на частоте 2500 Гц, однако на 250 Гц возрастает, местами до значения 0.06, и при дальнейшем понижении частоты почти не меняется. Первая призма, углы которой наиболее удалены от профиля, слабо видна на графике. Другие две призмы дают небольшие аномалии  $skew_s$  в точках профиля, наиболее приближенным к их углам. Максимальные значения  $skew_s$  отвечают центральной неоднородности, поскольку она находится под профилем (и оказывает существенное влияние) и асимметрична относительно линии профиля.

### ИНВЕРСИЯ МТ-ДАННЫХ

На этапе анализа МТ-данных нам удалось выявить аномалии УЭС и приблизительно определить их местоположение. Однако не менее важно оценить их глубины залегания, мощности и примерные значения УЭС. Также необходимо получить представление о вмещающем разрезе. Для этого применим быструю “сглаживающую” инверсию.

Наиболее простой способ построения геоэлектрического разреза – одномерная инверсия. Мы использовали программу Occam1D [Constable et al., 1987], позволяющую в каждой точке МТзондирования получить гладкую зависимость УЭС от глубины. На рис. 5 показан геоэлектрический разрез, построенный путем объединения результатов инверсии эффективного импеданса  $Z_{EF} = \sqrt{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}}$  в 60-ти точках профиля.

На разрезе принципиально правильно восстановлена вмещающая трехслойная среда, если не считать сглаживания границ, связанного с особенностями алгоритма. Кроме того, выделены две проводящие аномалии в районе  $x = -400$  м и  $x = 0$  м. Устойчиво определена глубина до их кровли (примерно 50 м), но завышено УЭС (примерно 100 Ом м

вместо 25 Ом м). Определенная проблема связана с появлением глубинных проводящих “корней”. Однако мы знаем, что одномерная модель не учитывает гальванические эффекты (статические смещения) и поэтому дает искаженное представление об УЭС зон, расположенных под неоднородностями. Важным обстоятельством явилось то, что на разрезах не проявилась третья неоднородность, выявленная на этапе анализа МТ-данных. Если бы мы рассматривали задачу о построении геоэлектрического разреза по линии профиля, то этот результат следовало бы считать успешным, поскольку третья призма действительно располагается в стороне от профиля. Однако нам важно получить информацию и о структурах вне профиля.

Можно ожидать, что более информативной будет двухмерная инверсия различных компонент МТ-данных, обладающих разной чувствительностью к геоэлектрическим структурам и устойчивостью к их двухмерной аппроксимации. К ним относятся квази-поперечный импеданс  $Z^{\perp}$ , связанный с поперечными по отношению к вытянутым структурам токами, и квази-продольные импеданс и типпер  $Z^{\parallel}$  и  $W^{\parallel}$ , связанные с продольными токами. Нами была применена программа REBOCC [Siripunvaratorn, Egbert, 2000], результатом работы которой являются геоэлектрические разрезы, в которых УЭС медленно меняется в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Результаты двухмерной инверсии приведены на рис. 6. На разрезе, построенном с использованием квази-поперечного импеданса  $Z^{\perp}$ , наиболее устойчивого к двухмерной аппроксимации проводящих структур [Бердичевский, Дмитриев, 2009], видны все три неоднородности, при этом глубина залегания и УЭС расположенной в районе  $x = 400$  м призмы оказались завышены. Также достаточно хорошо восстановлен фоновый разрез, но все неоднородно-

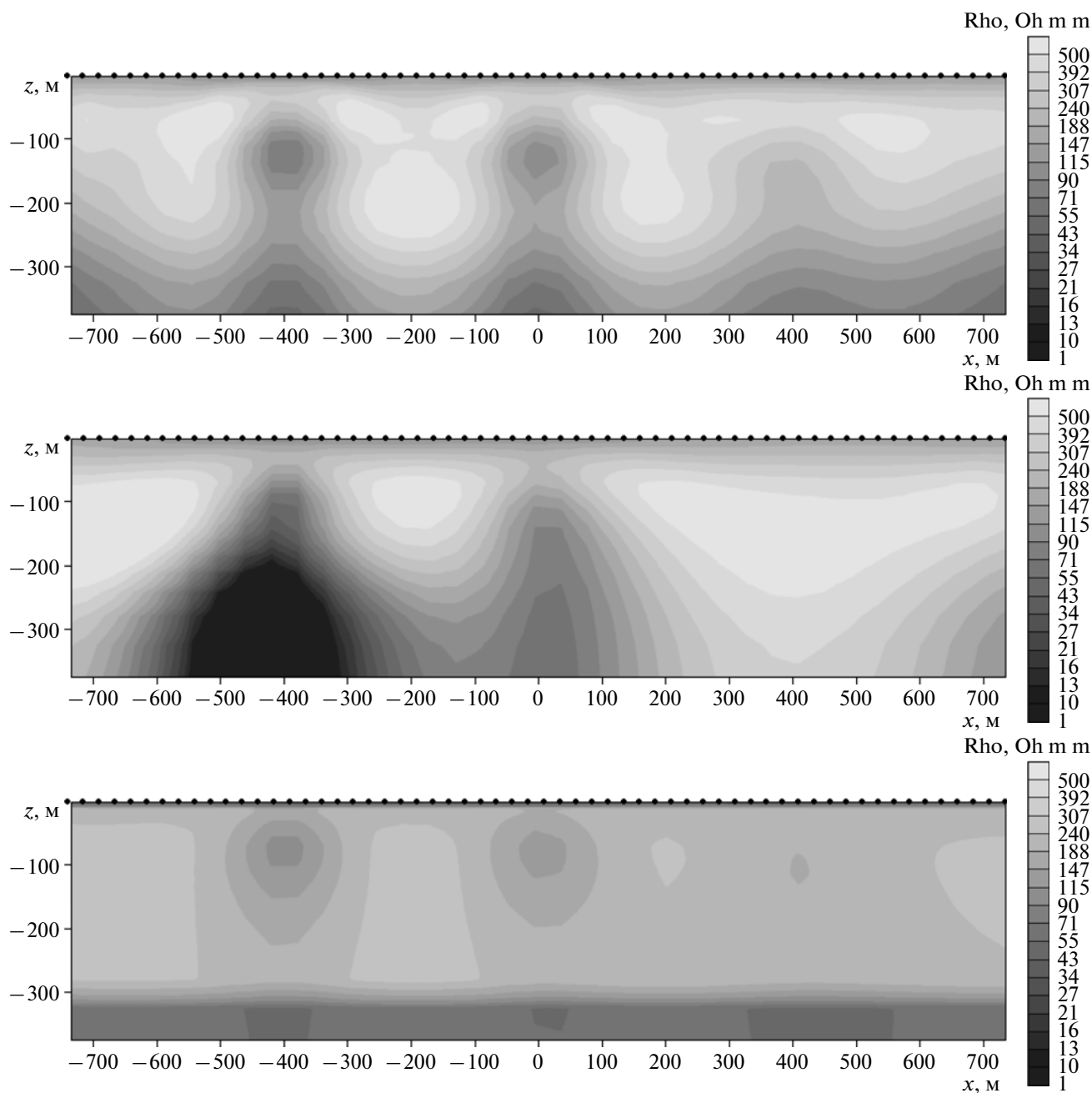


Рис. 6. Геоэлектрические разрезы, полученные в результате двухмерной инверсии компонент (сверху вниз):  $Z^{\perp}$ ,  $Z^{\parallel}$  и  $W^{\parallel}$ .

сти по-прежнему имеют глубинные “корни”, хотя и менее ярко выраженные, чем на рис. 5.

Геоэлектрический разрез, полученный в результате инверсии квази-продольного импеданса  $Z^{\parallel}$ , более близок к результату одномерной инверсии. Мы видим те же уходящие на глубину хорошо проводящие структуры, поскольку в двухмерной модели поведение  $Z^{\parallel}$  также определяется только индукционными эффектами, и сильные гальванические эффекты приводят к столь же сильным искажениям.

При этом остается велика невязка “наблюденных” и модельных данных. Кроме того, на разрезе отсутствует третья неоднородность. Таким образом, наличие проводящей структуры на разрезе, построенном по  $Z^{\perp}$ , и ее отсутствие на разрезе, построенном по  $Z^{\parallel}$ , может объясняться тем, что эта структура находится в стороне от профиля.

Рассмотренные результаты инверсии  $Z^{\perp}$  и  $Z^{\parallel}$  были получены без использования априорной модели, с однородным полупространством в качестве стар-

товой модели. Типпер  $W^I$ , менее чувствительный к фоновому слоистому разрезу, при таких условиях позволил выделить две проводящие неоднородности, но не смог восстановить фоновый разрез. Чтобы получить более полноценную модель, его инверсия была повторена с использованием априорной горизонтально-слоистой модели (которую в принципе можно получить в результате одномерной инверсии), этот результат показан на рис. 6. По типперу  $W^I$  в этом случае удалось наиболее точно восстановить положение двух проводящих призм, пересекаемых профилем.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, мы применили достаточно простые методы анализа и инверсии МТ-данных к синтетическим данным по одиночному профилю, рассчитанным для трехмерной геоэлектрической модели. В данном случае по полярным диаграммам тензора импеданса, индукционным стрелкам и графикам параметров неоднородности и асимметрии среды можно выявить все три присутствующие в геоэлектрической модели неоднородности и, пусть приближенно, определить их проекции на профиль и положение их центров. В результате одномерной и двухмерной инверсии можно грубо оценить глубины залегания неоднородностей и их УЭС, а также восстановить фоновый разрез. На этой основе, а также учитывая априорную геолого-геофизическую информацию, можно составить трехмерную модель, характеризующую более или менее широкую полосу вокруг профиля. Далее эту модель можно скорректировать с помощью программы трехмерной инверсии МТ-данных.

Конечно, мы рассмотрели довольно простую геоэлектрическую модель. При существенных региональных изменениях фонового разреза, более сложной форме изучаемых структур и высоком

уровне приповерхностного шума решение задачи становится гораздо более сложным. Приведенный в статье подход не следует рассматривать как универсальный, но в ряде случаев он может существенно повысить эффективность исследований. Речь идет, в первую очередь, о прикладных исследованиях, при проведении которых, как правило, ограничиваются построением геоэлектрических разрезов по линиям профилей.

В заключение мы хотели бы выразить глубокое сожаление, что эту работу нам пришлось выполнять без Марка Наумовича Бердичевского. Еще раз подчеркнем, что именно идея М.Н. Бердичевского и В.И. Дмитриева легла в основу данной статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 08-05-00345-а.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И.* Модели и методы магнитотеллурики. М: Научный мир. 2009. 680 с.
- Рокитянский И.И.* Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. К: Наукова думка. 1975. 279 с.
- Constable S.C., Parker R.L., Constable C.G.* Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data // *Geophysics*. 1987. V. 52. № 3. P. 289–300.
- Mackie R.L., Smith J.T., Madden T.R.* Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: the magnetotelluric example // *Radio Science*. 1994. V. 29. P. 923–935.
- Siripunvaraporn W., Egbert G.* An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data // *Geophysics*. 2000. V. 65. № 3. P. 791–803.
- Siripunvaraporn W., Egbert G., Uyeshima M.* Interpretation of two-dimensional magnetotelluric profile data with three-dimensional inversion: synthetic examples // *Geophysical Journal International*. 2005. V. 160. P. 804–814.