

УДК 550.837.211

## ТРЕХМЕРНАЯ ИНВЕРСИЯ РАССЧИТАННЫХ НА ОДИНОЧНОМ ПРОФИЛЕ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

© 2012 г. П. В. Иванов, П. Ю. Пушкарев

*Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова*

Поступила в редакцию 06.04.2011 г.

Переработанный вариант 24.01.2012 г.

Для выполнения трехмерной инверсии магнитотеллурических данных, позволяющей получать объемные геоэлектрические модели, желательно использовать площадной набор данных. Однако зондирования нередко выполняются по одиночным или удаленным друг от друга профилям. Мы исследуем возможности трехмерной инверсии данных такого рода на примере трехслойной модели, содержащей три локальные неоднородности. Ранее нами было показано, что с помощью простых методов анализа данных и их одномерной или двухмерной инверсии можно построить фоновый разрез и определить положение всех трех неоднородностей. В настоящей статье мы используем эту информацию для построения нескольких вариантов стартовой модели и осуществляем сглаживающую трехмерную инверсию данных. Опыты показали, что включение в эту модель фонового разреза позволяет программе инверсии построить модель, по всем параметрам близкую к истинной. В то же время включение неоднородностей в стартовую модель в виде однородного полупространства не позволило получить такую модель.

### ВВЕДЕНИЕ

Метод магнитотеллурического (МТ) зондирования, основанный на изучении естественного переменного электромагнитного поля Земли, применяется при решении ряда фундаментальных и прикладных задач геологии и геофизики. Несмотря на активное внедрение площадных схем наблюдения, большая часть МТ-зондирований выполняется по редкой сети профилей или по одиночным профилям. При интерпретации получаемых данных чаще всего применяется двумерная (2D) инверсия (процедура решения обратной задачи), предполагающая изменение электропроводности только по вертикали и вдоль профиля. За счет того, что она в той или иной степени меняется и вкрест профиля, на получаемых геоэлектрических разрезах могут возникать ложные структуры. Это явление можно подавить, отдавая приоритет компонентам данных, наиболее устойчивым к двумерной аппроксимации реальных геоэлектрических структур [Бердичевский, Дмитриев, 2009], но лишь до определенной степени.

При трехмерной (3D) инверсии возможно использование большего объема данных, например, дополнительных компонент тензора импеданса, несущих информацию об асимметрии среды по отношению к линии профиля. Это позволяет неплохо восстанавливать простые геоэлектрические модели (проводящая призма в однородном полупространстве) по данным одного профиля в окружающей его полосе [Siripunvaraporn et al., 2005b]. Однако, едва ли можно ожидать того же в более сложных ситуациях, поскольку число иско-

мых параметров модели при переходе от 2D к 3D инверсии, в зависимости от параметризации, может возрасти на 1–2 порядка (резко расширяется область эквивалентных решений обратной задачи). Очевидным способом борьбы с этой проблемой является поиск решений в заранее выбранном узком классе геоэлектрических моделей.

М.Н. Бердичевским и В.И. Дмитриевым была предложена методика анализа и инверсии МТ-данных, названная ими “боковым зондирование” и нацеленная на построение геоэлектрической модели в более или менее широкой полосе, охватывающей профиль наблюдений. При этом на первом этапе применяются методы анализа МТ-данных, а также выполняются 1D или 2D инверсия. В результате восстанавливается фоновый разрез, локализуются неоднородности, и оценивается глубина их залегания. На этой основе, на втором этапе, строится стартовая 3D геоэлектрическая модель, которая затем уточняется с помощью программы 3D инверсии.

### ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Эта методика была опробована нами на синтетических МТ-данных, рассчитанных для относительно простой геоэлектрической модели. Она представляет собой трехслойную среду и включает три прямоугольные призмы (рис. 1). Удельное электрическое сопротивление ( $УЭС$ ) первого слоя (до глубины 10 м) составляет 100 Ом м, второго слоя (до глубины 300 м) – 400 Ом м, третьего – 100 Ом м. Призмы помещены во второй слой, их

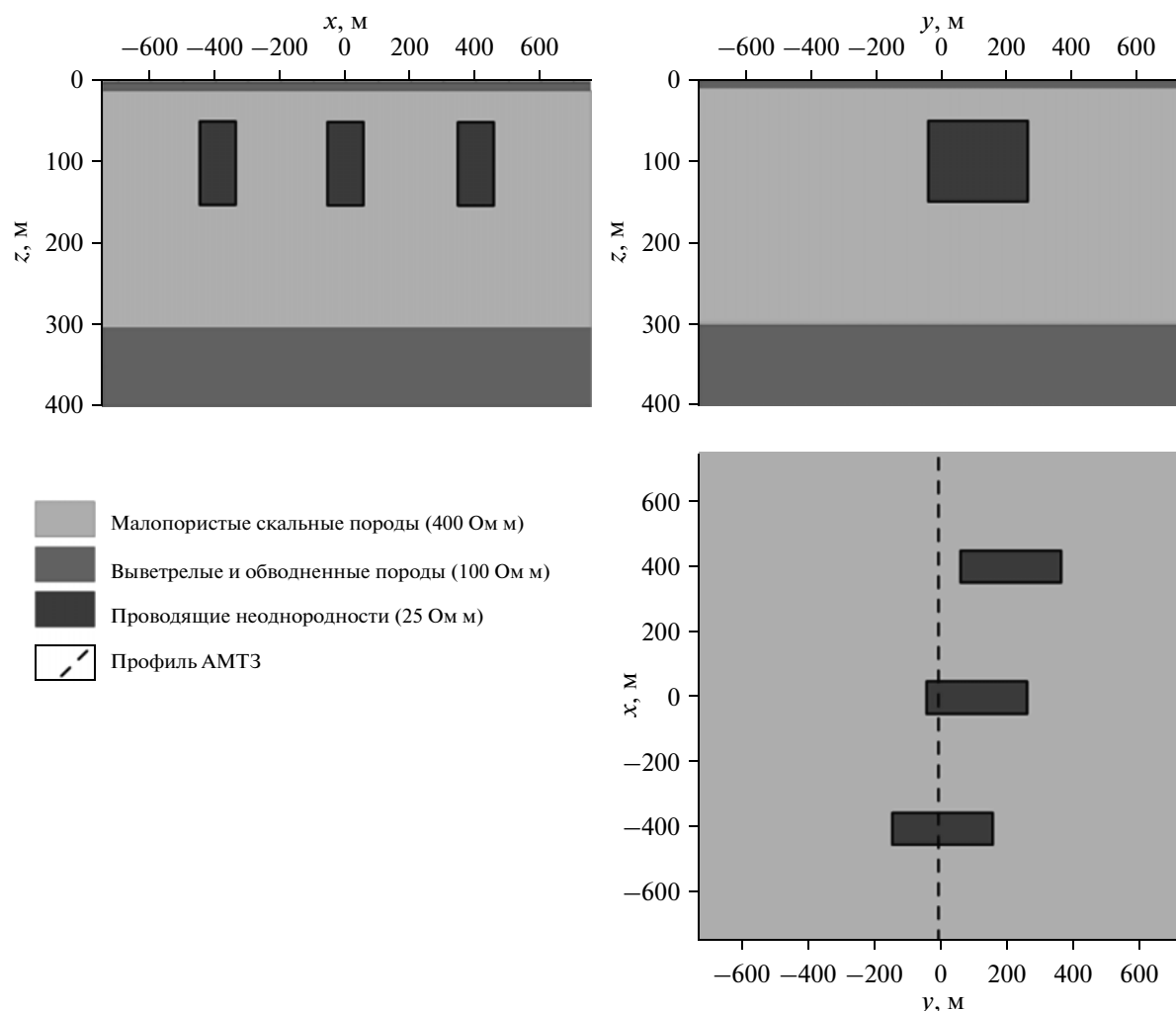


Рис. 1. Схема геоэлектрической модели: разрезы по плоскостям  $y = 100$  м и  $x = 0$  и карта на глубине  $z = 100$  м.

УЭС равно 25 Ом м, глубина до их кровли — 50 м, мощность — 100 м, а горизонтальные размеры каждой призмы — 300 м × 100 м. Профиль наблюдений пересекает первую призму в ее центре, вторую — вблизи края, а третья призма находится вне профиля. Длина профиля — 1500 м, диапазон частот колебаний поля — от 10 Гц до 10 кГц. МТ-данные были рассчитаны с помощью программы MT3DFwd [Mackie et al., 1994], при этом размер сетки составил  $76 \times 76 \times 20$  ячеек (не считая ячеек в верхнем полупространстве).

В работе [Иванов, Пушкарев, 2010] обсуждаются результаты первого этапа исследования геоэлектрического строения среды в полосе, охватывающей профиль. Приведены карты полярных диаграмм тензора импеданса и индукционных стрелок, графики параметров неоднородности и асимметрии среды, геоэлектрические разрезы по результатам 1D и 2D инверсии МТ-данных. Показано, что на этой основе можно выделить все три проводящие неоднородности и примерно

оценить их местоположение и глубину залегания, а также достаточно хорошо восстановить фоновый разрез.

В настоящей статье мы представляем результаты второго этапа исследований, на котором строится стартовая модель и выполняется 3D инверсия МТ-данных. При этом мы используем несколько вариантов стартовой модели, чтобы понять, какие ее элементы являются более, а какие — менее значимыми.

### МЕТОДИКА 3D ИНВЕРСИИ

Отметим, что в мире уже довольно широко и успешно применяются программы 3D инверсии МТ-данных разных авторов (М.С. Жданов, R. Mackie, W. Siripunvaraporn, В.В. Спичак, А.В. Кувшинов и другие). Мы воспользовались программой WSInv3DMT [Siripunvaraporn et al., 2005a], которую автор сделал общедоступной для некоммерческого использования. Она позволяет

осуществлять сглаживающую инверсию МТ-данных. Прямая задача в этой программе решается методом конечных разностей. Выполнялась инверсия четырех комплексных компонент тензора импеданса на 11 периодах в 30 точках наблюдения (шаг по профилю – 50 м). Размер сетки составил  $46 \times 37 \times 20$  ячеек (не считая ячеек в верхнем полупространстве).

Прежде всего, было выполнено сравнение результатов решения прямых задач по программам MT3DFwd и WSIInv3DMT. Максимальные расхождения получились вблизи неоднородностей, при этом фазы импедансов в основном различались на высоких частотах, а модули – во всем частотном диапазоне. Среднеквадратичные отклонения модулей и фаз основных компонент тензора импеданса составили примерно 3% и 1.5 градуса.

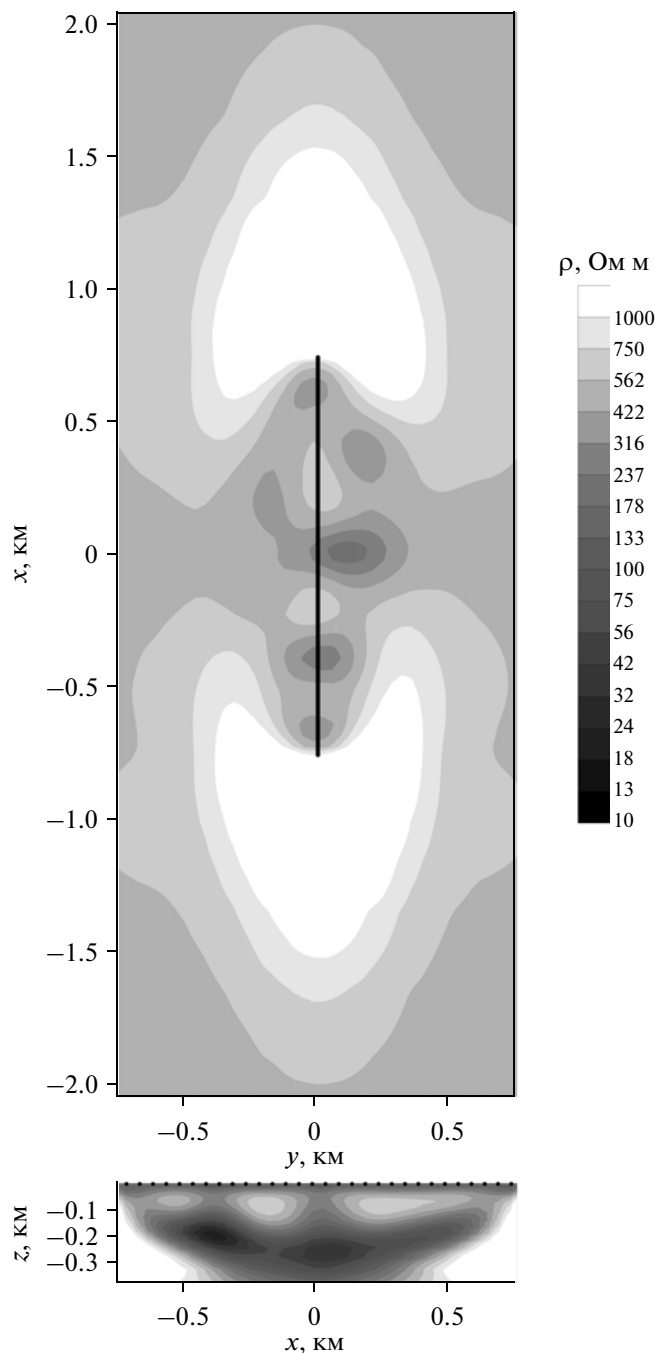
Инверсии развивались по одному сценарию: в течение нескольких итераций невязка достигала минимума, затем несколько возрастала и колебалась в небольших пределах. Нами рассматривались результаты, полученные на итерации с минимальной невязкой.

### РЕЗУЛЬТАТЫ 3D ИНВЕРСИИ

Напомним, что первоначальной идеей было построение схематической 3D модели, включающей информацию об аномалиях и фоновом разрезе, полученную на этапе анализа и 2D инверсии, и корректировка этой модели с помощью программы 3D инверсии. Однако мы начали эксперименты по 3D инверсии с более простых стартовых моделей.

Вначале в качестве стартовой модели было взято однородное полупространство сопротивлением 400 Ом м (такое же сопротивление имеет слой, в котором располагаются проводящие призмы). Результаты инверсии в виде карты сопротивления на глубине 70 м и геоэлектрического разреза вдоль профиля показаны на рис. 2. На карте, отвечающей глубине, на которой должны располагаться проводящие зоны, южная и центральная аномалии выделились четко, но северная выражена не сильнее артефактов вблизи профиля. За краями профиля возникли ложные высокоомные объекты. На разрезе по линии профиля видно, что проводящие зоны расположились на завышенной глубине, особенно центральная. Невязка инвертируемых и отвечающих этой модели данных (RMS) составляет 1.3.

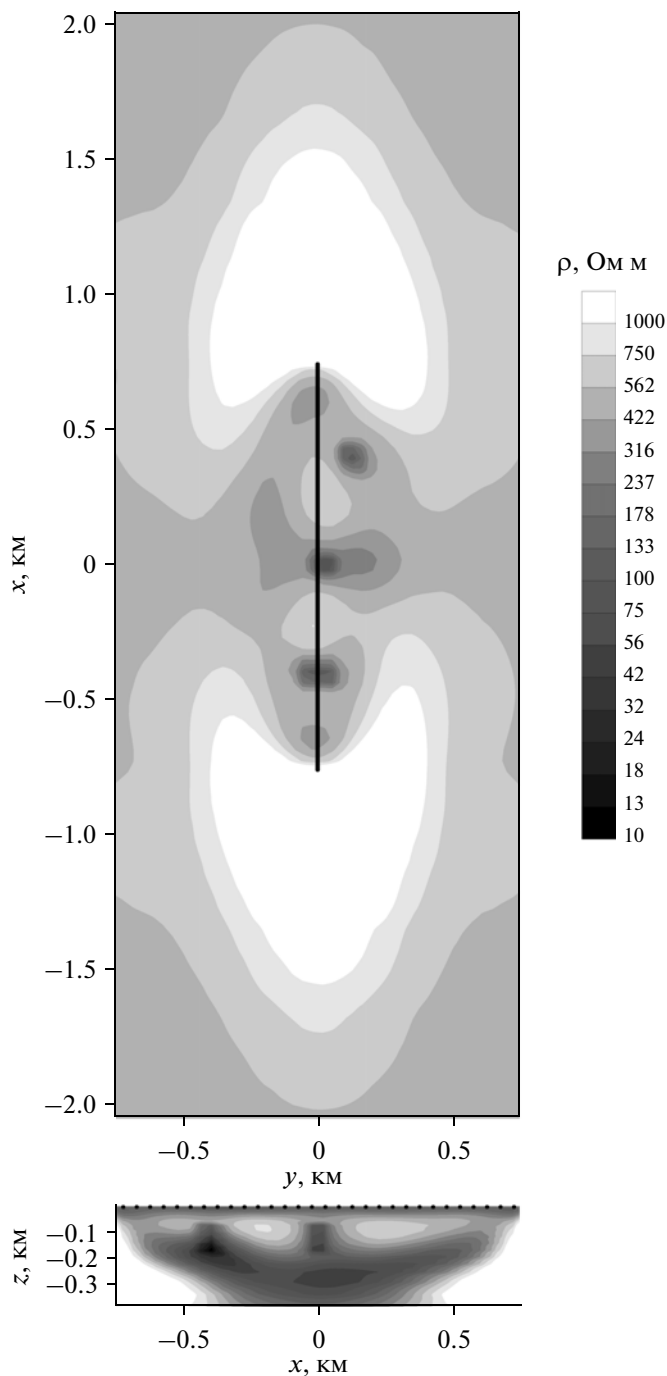
Далее в стартовую модель были добавлены призмы, параметры которых были определены по результатам анализа и 2D инверсии и близки к истинным. Все три призмы присутствуют и в итоговой модели (рис. 3), но ложные структуры за краями профиля сохранились, равно как и цен-



**Рис. 2.** Результаты 3D инверсии – карта сопротивления на глубине 70 м и геоэлектрический разрез вдоль профиля наблюдений (черная линия на карте). Стартовая модель для инверсии – однородное полупространство.

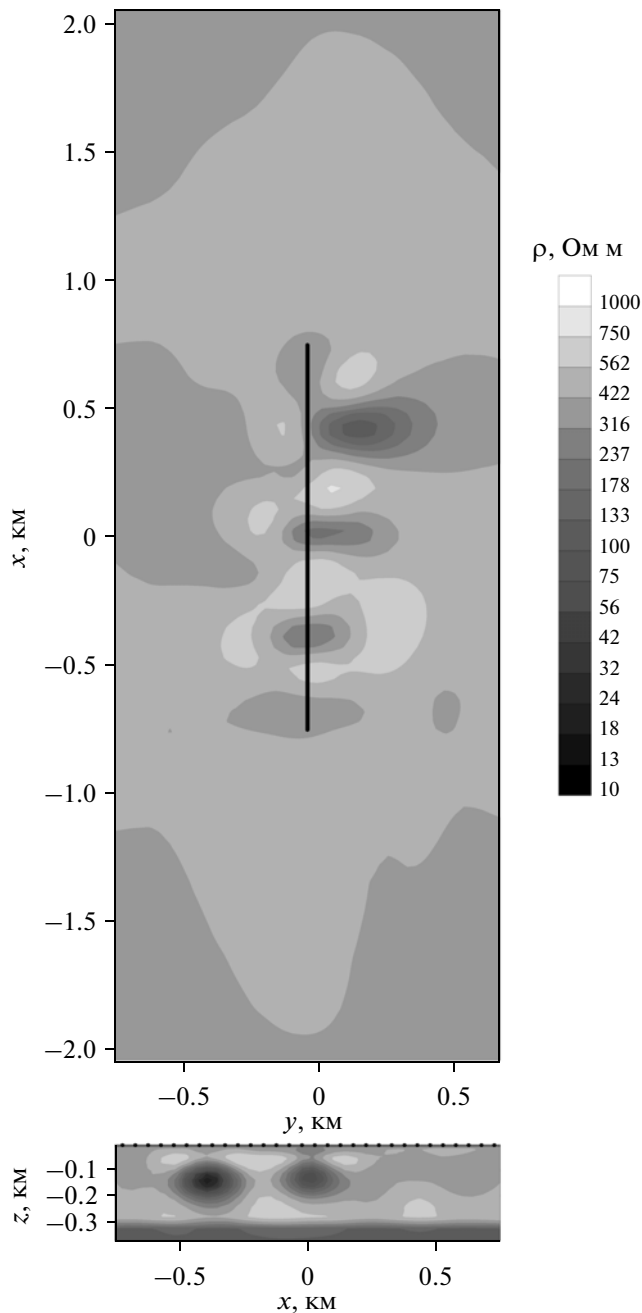
тральная глубинная аномалия, а невязка осталась на уровне 1.3.

Тогда в качестве фонового разреза в стартовой модели была задана истинная трехслойная среда. На рис. 4 и рис. 5 показаны результаты инверсии для случаев, когда призмы соответственно не были и были включены в стартовую модель. В обоих



**Рис. 3.** Результаты 3D инверсии – карта сопротивления на глубине 70 м и геоэлектрический разрез вдоль профиля наблюдений (черная линия на карте). Стартовая модель для инверсии – три призмы в однородном полупространстве.

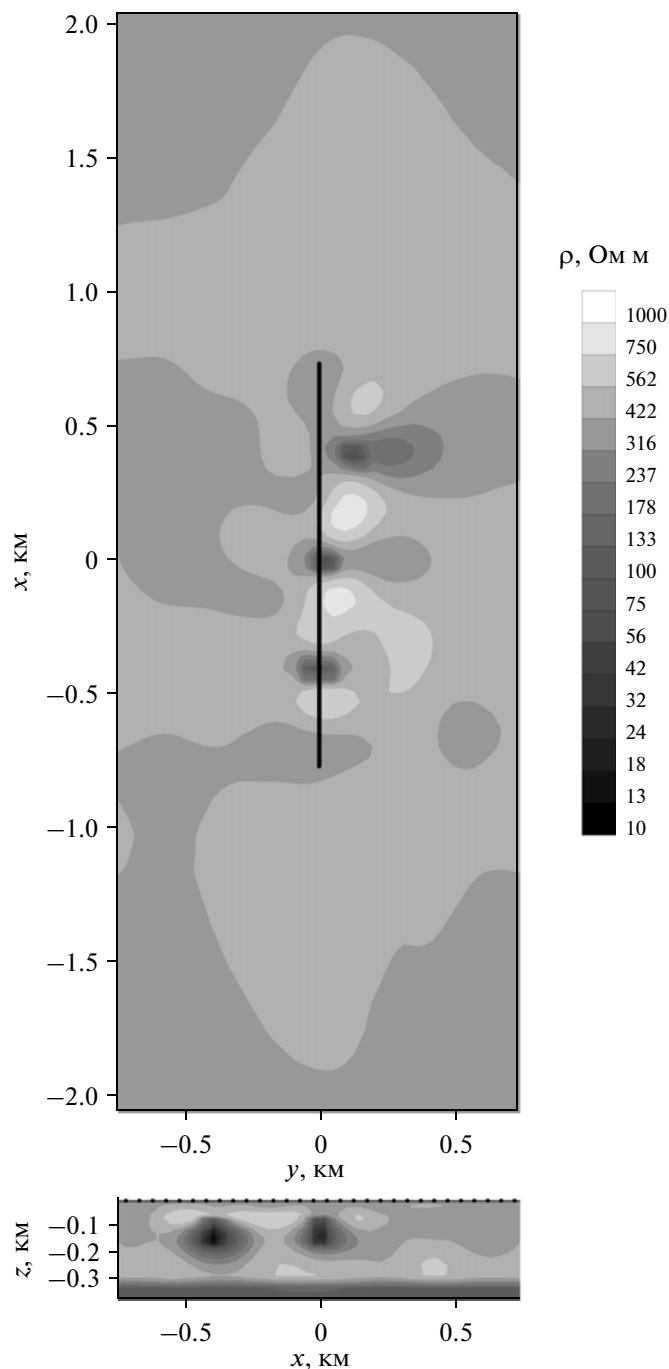
случаях итоговые модели включают все призмы, их расположение определено верно, ложные структуры отсутствуют, и RMS составляет примерно 0.3. Нулевого значения RMS не удалось достигнуть вследствие использования разных программ и отличающихся размеров сетки при реше-



**Рис. 4.** Результаты 3D инверсии – карта сопротивления на глубине 70 м и геоэлектрический разрез вдоль профиля наблюдений (черная линия на карте). Стартовая модель для инверсии – трехслойная среда.

нии прямой и обратной задач, а также выполнения сглаживающей инверсии при контрастной кусочно-однородной истинной модели.

В целом по результатам каждой из 3D инверсий (в том числе при отсутствии в стартовой модели локальных неоднородностей) параметры призм можно оценить достаточно точно, за исключением их сопротивления и глубины залегания, которые остались завышенными, как и на



**Рис. 5.** Результаты 3D инверсии – карта сопротивления на глубине 70 м и геоэлектрический разрез вдоль профиля наблюдений (черная линия на карте). Стартовая модель для инверсии – три призмы в трехслойной среде.

этапе анализа и 1D/2D инверсий. Также на разрезах у призм появляются глубинные “корни”, что создает иллюзию большей мощности призм.

Таким образом, выбор стартовой модели весьма существенно влияет на результат инверсии. При удачном выборе 3D инверсия данных по одиноч-

ному профилю может дать вполне достоверное распределение сопротивления в полосе, охватывающей профиль наблюдений. Причем в условиях, когда среда представляет собой суперпозицию слоистого разреза и локальных неоднородностей, ключевое значение имеет именно верное задание слоистой составляющей стартовой модели.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Можно выделить два основных препятствия на пути перехода от 2D инверсии МТ-данных к 3D инверсии. Первое, очевидно, связано с ростом требуемых вычислительных ресурсов. Впрочем, даже мощности современных персональных компьютеров хватает для проведения 3D инверсии при использовании ограниченных сеток и наборов данных (как в настоящей работе). Если же использовать современные суперкомпьютеры, то можно выполнить инверсию представительного объема данных и получить достаточно детальную геоэлектрическую модель.

Вторым препятствием является сложность использования площадных схем наблюдений (из-за увеличения времени и стоимости полевых работ и возможных неблагоприятных условий местности), наличие которых многие геофизики считают необходимым условием для успешного проведения 3D инверсии МТ-данных. Бесспорно, использование равномерных площадных сетей обеспечит наилучший результат. Но стоит ли жестко увязывать систему наблюдений (профильная или площадная) с размерностью используемой модели (2D или 3D)?

Результаты, приведенные в настоящей статье, свидетельствуют, что для сред с простым геоэлектрическим строением (слоистый фоновый разрез с локальными аномальными включениями) 3D инверсия позволяет получить геоэлектрическую модель в полосе, охватывающей профиль наблюдения. При этом из-за широкого множества эквивалентных решений такой задачи важную роль играет выбор стартовой модели. Он должен делаться на основе результатов анализа тензора импеданса, матрицы Визе–Паркинсона и других функций отклика, а также априорной геолого-геофизической информации. В нашем случае успешный результат инверсии обеспечило использование в стартовой модели фонового слоистого разреза, который можно получить на этапе 1D и 2D инверсий [Иванов, Пушкарев, 2010]. Таким образом, за счет сужения класса эквивалентных моделей (поиска решения в окрестности выбранной стартовой модели) удается успешно выполнять 3D инверсию на основе МТ-данных, полученных на одиночном профиле.

Конечно, мы рассмотрели довольно простую геоэлектрическую модель. При существенных ре-

гиональных изменениях фонового разреза, более сложной форме изучаемых структур и высоком уровне приповерхностного шума решение задачи становится гораздо более сложным. Чтобы нащупать грань возможностей рассмотренного подхода, мы планируем от модели с локальными включениями перейти к рассмотрению более сложной модели, содержащей проводящую зону сложной конфигурации.

Авторы благодарны рецензенту и члену редколлегии за замечания, позволившие улучшить статью. Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 08-05-00345-а и 11-05-92501-АФГИР-Э\_а.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И.* Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир. 2009. 680 с.

*Иванов П.В., Пушкарев П.Ю.* Возможности интерпретации магнитотеллурических данных, полученных на одиночном профиле, при изучении трехмерно-неоднородной среды // *Физика Земли*. 2010. № 9. С. 3–10.

*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., Lenbury Y., Uyeshima M.* Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2005a. V. 150(1–3). P. 3–14.

*Siripunvaraporn W., Egbert G., Uyeshima M.* Interpretation of two-dimensional magnetotelluric profile data with three-dimensional inversion: synthetic examples // *Geophysical Journal International*. 2005b. V. 160. P. 804–814.