

ВЛИЯНИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ МАГНИТНОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ НА МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ОТКЛИКИ: 1D- И 2D-МОДЕЛИ

© 2022 г. И. Н. Лозовский¹ *, Ив. М. Варенцов¹ **

¹Центр геоэлектромагнитных исследований, филиал Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ЦГЭМИ ИФЗ РАН), г. Москва, г. Троицк, Россия

*E-mail: i.n.lozovsky@yandex.ru

**E-mail: ivan_varentsov@mail.ru

Поступила в редакцию 14.03.2022 г.

После доработки 27.03.2022 г.

Принята к публикации 15.04.2022 г.

При решении прямых и обратных задач магнитотеллурики значение магнитной проницаемости для всей моделируемой среды традиционно принимается неизменным и равным значению магнитной проницаемости вакуума. Для изучения влияния аномальных магнитных свойств горных пород на магнитотеллурические данные составлена серия одномерных и двухмерных имитационных моделей. Продемонстрирован принцип эквивалентности горизонтально-слоистых разрезов, учитывающий магнитную проницаемость слоев. Представлены изменения компонент передаточных операторов – импеданса, типпера, теллурического и горизонтального магнитного тензоров – в зависимости от магнитной проницаемости локального проводящего тела. Для синтетических данных приведены результаты двухмерной инверсии, не допускающей неоднородность магнитных свойств среды. Показано, что при значениях относительной магнитной проницаемости больше двух, глубина верхней кромки, мощность и электрическое сопротивление структур могут заметно завышаться.

Ключевые слова: магнитотеллурические зондирования, электропроводность, магнитная проницаемость, численное моделирование, инверсия данных.

DOI: 10.31857/S0002333722050209

ВВЕДЕНИЕ

В классической электродинамике электромагнитные (ЭМ) свойства сплошных сред описываются удельной электропроводностью σ , диэлектрической проницаемостью ϵ и магнитной проницаемостью $\mu = \mu_0 \mu_r$, где μ – абсолютная магнитная проницаемость; μ_0 – магнитная проницаемость вакуума ($4\pi \times 10^{-7}$ Гн/м); μ_r – относительная магнитная проницаемость. Величина магнитной проницаемости характеризует реакцию среды на воздействие внешнего магнитного поля и определяется отношением $\mu = \mathbf{B}/\mathbf{H}$, где \mathbf{B} – магнитная индукция, \mathbf{H} – напряженность первичного магнитного поля. Магнитная проницаемость связана с магнитной восприимчивостью χ соотношением $\mu_r = 1 + \chi$.

При решении прямых и обратных задач магнитотеллурики предполагается однородность магнитных свойств исследуемой среды – изменения магнитной проницаемости горных пород считаются незначительными по сравнению с изменениями их удельного электрического сопротивления [Simpson, Bahr, 2005]. Значение магнитной проницаемости для всей моделируемой среды

принимается равным значению магнитной проницаемости вакуума. Однако для горных пород, характеризующихся высоким содержанием ферромагнитных минералов, μ_r может достигать нескольких единиц. Аномальные магнитные свойства среды, неучтенные при интерпретации магнитотеллурических (МТ) данных, могут приводить к построению ложных геоэлектрических моделей.

В работах [Доброхотова, Юдин, 1980; 1981; 1983] изучается влияние аномальной магнитной проницаемости на МТ данные в рамках одномерных (1D) сред. В результате исследований для различных типов горизонтально-слоистых разрезов сформулированы принципы эквивалентности с учетом μ_r отдельных слоев. Эквивалентность МТ откликов слоя с аномальной магнитной проницаемостью μ_r и немагнитного слоя с $\mu_r = 1$ раз большим сопротивлением и мощностью продемонстрирована в статье [Као, Огг, 1982], где также приводится пример 1D-интерпретации МТ кривых с учетом неоднородности магнитных свойств среды. В отчете [Доброхотова, Юдин, 1997] численными методами исследуется влияние двух-

мерных (2D) локальных тел, характеризующихся повышенной магнитной проницаемостью, на горизонтальную электрическую и магнитную компоненты ЭМ поля в E -поляризации. В работах [Szarka et al., 2007; 2010] исследуется гипотеза о существовании зон мощностью до сотен метров с крайне высокими значениями магнитной проницаемости ($\mu_r > 50$), образованных в средней коре в результате фазовых переходов второго рода – рассматривается их влияние на кривые кажущегося сопротивления в 1D- и 2D-моделях. Исследование влияния неоднородного распределения μ в 2D-средах были продолжены для моделей грабена [Li, Cao, 2005], пластовых интрузий нефтегазонального региона в верховьях р. Амазонка [Silva, Miguel Sobrinho, 2017] и корового проводящего тела под субвертикальными формациями железистых кварцитов в западной части Воронежского массива [Lozovsky et al., 2019], где помимо импедансных данных были рассмотрены компоненты других передаточных операторов. В статье [Xiao et al., 2020] представлен алгоритм трехмерного (3D) МТ моделирования в средах с анизотропным распределением электропроводности и магнитной проницаемости, проиллюстрированный на примере импедансных откликов куба с аномальными параметрами, заданного в однородном полупространстве.

В настоящей статье влияние аномальных значений магнитной проницаемости на МТ и магнитовариационные (МВ) данные продемонстрировано для серии моделей 1D- и 2D-сред. В двумерном случае показаны изменения компонент импеданса и других передаточных операторов – типпера, теллурического и горизонтального магнитного тензоров. Определены искажения геоэлектрических разрезов, полученных в результате стандартной 2D-инверсии МТ/МВ откликов сред с неоднородным распределением μ .

МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

По магнитным свойствам все вещества делятся на три основные группы: диамагнетики, парамагнетики и ферромагнетики. Магнитная восприимчивость χ минералов определяется их химическим составом, структурой кристаллических решеток и типом связей в них. Большинство минералов диа- или парамагнитны [Добрынин и др., 2004; Новиков, 2013]. К диамагнитным относятся такие минералы, как кварц, гипс, графит, галенит, ортоклаз, золото, серебро, а также нефть и вода. Их магнитная восприимчивость принимает малые отрицательные значения и по абсолютной величине редко превышает 10^{-4} ед. СИ. К парамагнетикам относятся оливин, мусковит, шпинель, доломит, амфибол, биотит, пироксен и др.

Они характеризуются небольшими положительными значениями χ от 10^{-5} до 10^{-3} ед. СИ.

Основное влияние на магнитные свойства горных пород оказывает присутствие и процентное содержание ферромагнитных минералов [Tarling, Hrouda, 1993], характеризующихся очень высокими значениями магнитной восприимчивости. Среди ферромагнитных минералов наиболее распространены оксидные соединения железа – магнетит (χ от 1.2 до 19.2 ед. СИ), титаномагнетит (χ от 0.13 до 0.62 ед. СИ), маггемит (χ от 2.0 до 2.5 ед. СИ), гематит (χ от 5×10^{-4} до 35×10^{-3} ед. СИ) и др. [Schon, 2015].

Магнитные свойства горных пород варьируются в широком диапазоне значений χ для каждого типа горной породы. Магнитная восприимчивость магматических пород, возрастая от кислых к основным, может достигать первых десятых долей ед. СИ [Добрынин, 2004; Логачев, Захаров, 1979]. Осадочные породы, за исключением некоторых глинистых пород, песчаников и алевролитов, являются слабомагнитными. Незначительными значениями χ характеризуются метаморфические породы, происходящие из практически немагнитных магматических и осадочных. Наиболее ярко выраженными магнитными свойствами обладают железные руды, для которых χ может принимать очень высокие значения – до нескольких ед. СИ (табл. 1).

1D-МОДЕЛИРОВАНИЕ МТ ДАННЫХ В СРЕДАХ С НЕОДНОРОДНОЙ МАГНИТНОЙ ПРОНИЦАЕМОСТЬЮ

Постановка и решение задачи

Для исследования горизонтально-слоистых разрезов МТ методами применяется 1D-модель Тихонова–Каньяра. Земля рассматривается как совокупность N горизонтально-однородных изотропных слоев, определяемых удельными электрическими сопротивлениями $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_N$ и мощностями h_1, h_2, \dots, h_{N-1} (мощность нижнего N -го слоя и сопротивление воздуха принимаются бесконечными). Земля возбуждается плоской монохроматической ЭМ волной, источники которой расположены в верхнем полупространстве. Введем декартову систему координат, горизонтальные оси x и y которой расположены в плоскости, разделяющей воздух и Землю, а вертикальная ось z направлена вниз. Скалярный импеданс Тихонова–Каньяра Z в этом случае определяется отношением:

$$Z = \frac{E_x}{H_y} = -\frac{E_y}{H_x},$$

Таблица 1. Магнитная восприимчивость и плотность железных руд по работе [Петрофизика..., 1992]

Железорудная формация	Руда	Fe, %	Плотность, г/см ³	κ, ед. СИ
Железистых кварцитов	Магнетитовые кварциты	30–35	3.3–3.7	1.25–3.8
Магнетитовая скарновая	Сплошная	50–60	4.1–4.5	3.1–10
	Богатая	35–50	3.5–4.2	1.5–5
	Бедная	25–35	3.2–3.6	0.75–2.5
Титаномагнетитовая	Вкрапленная	16–17	3.1–3.3	0.38–1
	Шлировая	47–49	4.1–4.3	1.9–4.4
Магнезиоферритовая скарновая	Магнезиальная магнетитовая	33–53	3.3–4	1.25–5.65
Мартитов и бурых железняков кор выветривания	Богатая окисленная	50–60	3.3–4	$(1.25–2.5) \times 10^{-3}$
Лелтохлоритовая (оолитовая)	Табачная	35–40	2.15–2.45	$(1.9–3.1) \times 10^{-3}$
	Коричневая и икряная	35–37	1.6–2.2	$(0.88–1.76) \times 10^{-3}$

где: E_x и E_y – комплексные амплитуды горизонтальных электрических; H_x и H_y – магнитных компонент ЭМ поля.

$$\rho_T = \frac{|Z_1|^2}{\omega \mu_0}$$

В модели Тихонова–Каньяра решение прямой МТ задачи описывается аналитическими рекуррентными формулами, предполагающими однородность магнитной проницаемости слоев. Впервые решение было предложено А.Н. Тихоновым [Тихонов, 1950] и Л. Каньяром [Cagniard, 1953] и усовершенствовано в работах Н.В. Липской [Липская, Троицкая, 1955] и Д.Н. Шахсуварова [Тихонов, Шахсуваров, 1956].

Учтем абсолютные значения магнитной проницаемости слоев в формуле расчета импеданса на кровле j -го слоя (Z_j), представленной в работе [Sims, Bostick, 1969]:

$$Z_j = z_{0j} \frac{1 - R_j e^{-2\gamma_j h_j}}{1 + R_j e^{-2\gamma_j h_j}} \quad j = N - 1, \dots, 1,$$

где: $z_{0j} = \sqrt{i\omega \mu_j \rho_j}$; $R_j = \frac{z_{0j} - Z_{j+1}}{z_{0j} + Z_{j+1}}$; $\gamma_j = \sqrt{i\omega \mu_j}$; ω – круговая частота; μ_j – абсолютная магнитная проницаемость j -го слоя; ρ_j – его электрическое сопротивление; h_j – мощность; импеданс на поверхности нижнего слоя $Z_N = z_{0N}$.

После последовательного пересчета импеданса с кровли нижнего слоя до поверхности Земли полученные значения Z_1 могут быть переведены в значения кажущегося сопротивления ρ_T :

Результаты 1D-моделирования

Для изучения МТ откликов горизонтально-слоистых сред с неоднородной магнитной проницаемостью выполнено несколько серий модельных расчетов.

Серия моделей 1. Рассмотрен трехслойный слабоконтрастный геоэлектрический разрез, представленный сверху вниз слоями с сопротивлениями 90, 40, 100 Ом·м и мощностями 90 и 20 м. Составлена серия из 6 моделей с изменением μ_r второго слоя от 1 до 5 ед. (рис. 1). Результаты решения прямой задачи показали, что с увеличением магнитной проницаемости минимум кривой кажущегося сопротивления, отвечающий второму более проводящему слою, становится все менее выраженным, а при $\mu_r > 3$ тип кривой изменяется. Соответствующим образом изменяются и кривые фазы импеданса.

Серия моделей 2. Формулы расчета импеданса в горизонтально-слоистых средах указывают на эквивалентность МТ откликов: отклик слоя, заданного параметрами ($\mu_r \mu_0$, ρ , h) равен отклику слоя с параметрами (μ_0 , $\mu_r \rho$, $\mu_r h$) [Као, Огг, 1982]. Проиллюстрируем принцип эквивалентности на примере второй серии трехслойных моделей, в которых изменяются ЭМ свойства корового проводящего слоя: (μ_0 , 10 Ом·м, 10 км), ($2\mu_0$, 5 Ом·м, 5 км) или ($5\mu_0$, 2 Ом·м, 2 км). На рис. 2 показаны результаты решения прямой задачи – рассчитан-

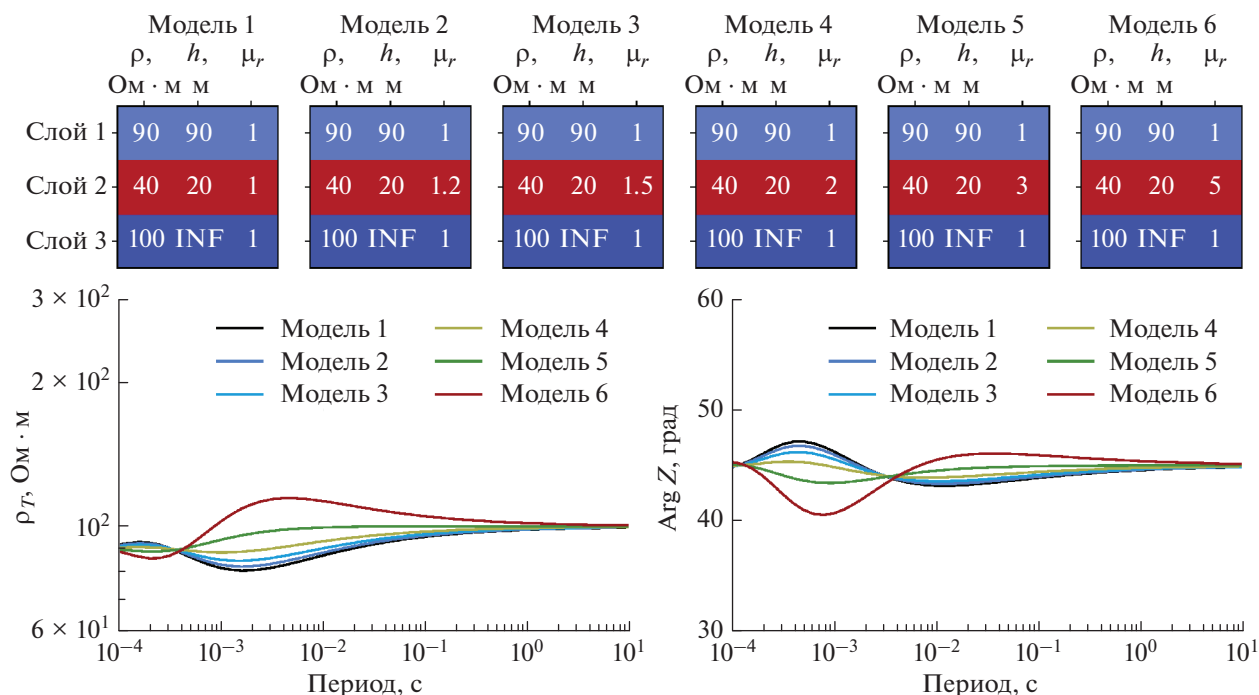


Рис. 1. МТ отклики трехслойного горизонтально-слоистого разреза, μ_r второго слоя изменяется от модели к модели и составляет 1, 1.2, 1.5, 2, 3 и 5 ед.

ные для моделей второй серии МТ отклики идентичны. Таким образом, в 1D-средах слой с аномальной магнитной проницаемостью μ_r может быть ложно проинтерпретирован как немагнитный слой с сопротивлением и мощностью в μ_r раз превышающими истинные.

Серия моделей 3. В третьей серии модели 1–4 представляют собой четырехслойный геоэлектрический разрез, в котором первый слой имитирует осадочный чехол (μ_0 , 100 Ом · м, 100 м), второй и четвертый слои – кристаллический фундамент (μ_0 , 1000 Ом · м, мощность второго слоя – 100 м), третий слой – рудное тело (100 Ом · м, 50 м). Значение μ_r рудного тела в моделях 1–4 возрастает с номером модели и составляет 1, 2, 4 и 10 ед. Модель 5 представляет собой двухслойный разрез, представленный только осадочным чехлом (μ_0 , 100 Ом · м, 100 м) и кристаллическим фундаментом (1000 Ом · м). Результаты решения прямой задачи показывают, что МТ отклики моделей 4 и 5 идентичны (рис. 3), то есть рудное тело с параметрами (10 μ_0 , 100 Ом · м, 200 м) в данных геоэлектрических условиях никак не будет проявляться при использовании стандартной методики интерпретации МТ данных. При этом, однако, стоит заметить, что рудные тела, удовлетворяющие данным параметрам, маловероятны в реальных геолого-геофизических условиях.

2D-МОДЕЛИРОВАНИЕ МТ/МВ ДАННЫХ В СРЕДАХ С НЕОДНОРОДНОЙ МАГНИТНОЙ ПРОНИЦАЕМОСТЬЮ

Постановка и решение задачи

В 2D-средах поле источника может быть представлено в виде двух линейно поляризованных волн, ориентированных вдоль и поперек простирания структур. ЭМ поле в этом случае разделяется на E - и H -поляризованные моды, определяемые независимыми системами уравнений. Введем систему координат, в которой свойства среды изменяются вдоль осей x и z и неизменны вдоль оси y . Связь между горизонтальными электрическими (E_x и E_y) и магнитными (H_x и H_y) компонентами ЭМ поля, полученными в одной точке наблюдения, будет определяться главными компонентами тензора импеданса \mathbf{Z} :

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix}.$$

Оператор магнитовариационного типпера \mathbf{W} , определяющий связь между вертикальной (H_z) и горизонтальными магнитными компонентами, будет представлен одной ненулевой компонентой W_{zx} :

$$H_z = [W_{zx} \ 0] \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix}.$$

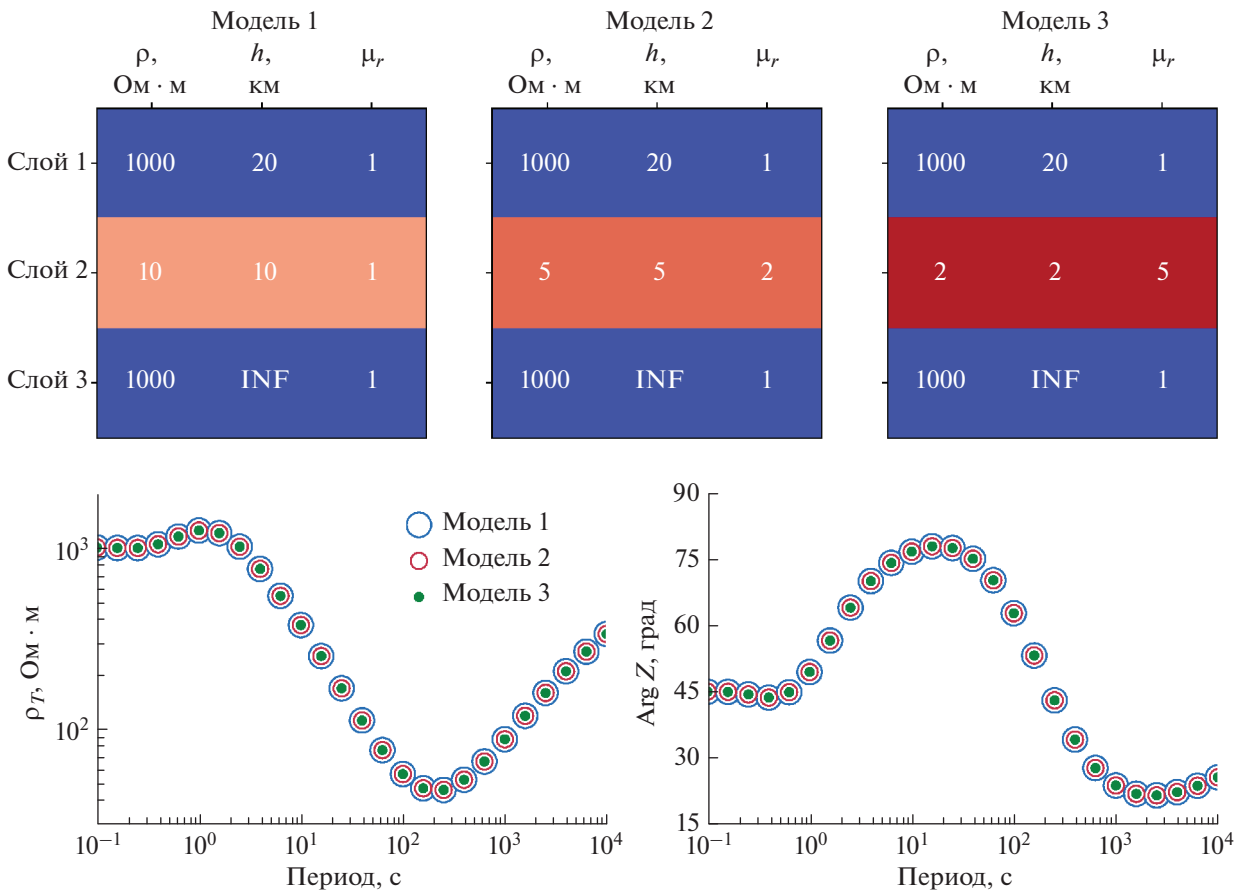


Рис. 2. МТ отклики, рассчитанные для серии эквивалентных горизонтально-слоистых моделей: МТ отклик слоя с параметрами (μ_0, ρ, h) равен отклику слоя с параметрами (μ_0, μ_r, h) .

Помимо локальных передаточных операторов, связывающих компоненты ЭМ поля в точке наблюдения, введем также операторы, связывающие компоненты поля в точке наблюдения и опорной (базовой) точке. Связь между горизонтальными магнитными компонентами ЭМ поля устанавливает горизонтальный магнитный тензор \mathbf{M} , а между горизонтальными электрическими — теллурический тензор \mathbf{T} . В 2D-средах передаточные операторы \mathbf{M} и \mathbf{T} приобретают вид:

$$\begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} M_{xx} & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x^* \\ H_y^* \end{bmatrix},$$

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} T_{xx} & 0 \\ 0 & T_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_x^* \\ E_y^* \end{bmatrix},$$

где H_x^* , H_y^* , E_x^* и E_y^* — горизонтальные компоненты ЭМ поля в базовой точке, расположенной на удалении от аномалий электропроводности, в области, характеризуемой нормальным электрическим и магнитным полем.

Для изучения МТ откликов в 2D-средах с неоднородной магнитной проницаемостью для серии синтетических моделей численно решена прямая МТ задача. Расчеты выполнены с использованием программного обеспечения FEMT2D, реализующего метод конечных элементов с применением неструктурированной треугольной сетки [Franke et al., 2007; Börner, 2010]. Отличительной особенностью программы является возможность учета в истинной модели как значений электропроводности ее элементов, так и их магнитной проницаемости. Для решения системы линейных уравнений использовался прямой метод исключения Гаусса. На левой и правой границе области моделирования были заданы краевые условия Дирихле, отвечающие решению прямой 1D-задачи для нормального разреза. Построение модельной сетки осуществлялось с использованием библиотеки Triangle [Shewchuk, 1996]. Для описания геометрии синтетических моделей [Rücker et al., 2017], расчета передаточных операторов и визуализации результатов нами были разработаны утилиты на языке программирования Python.

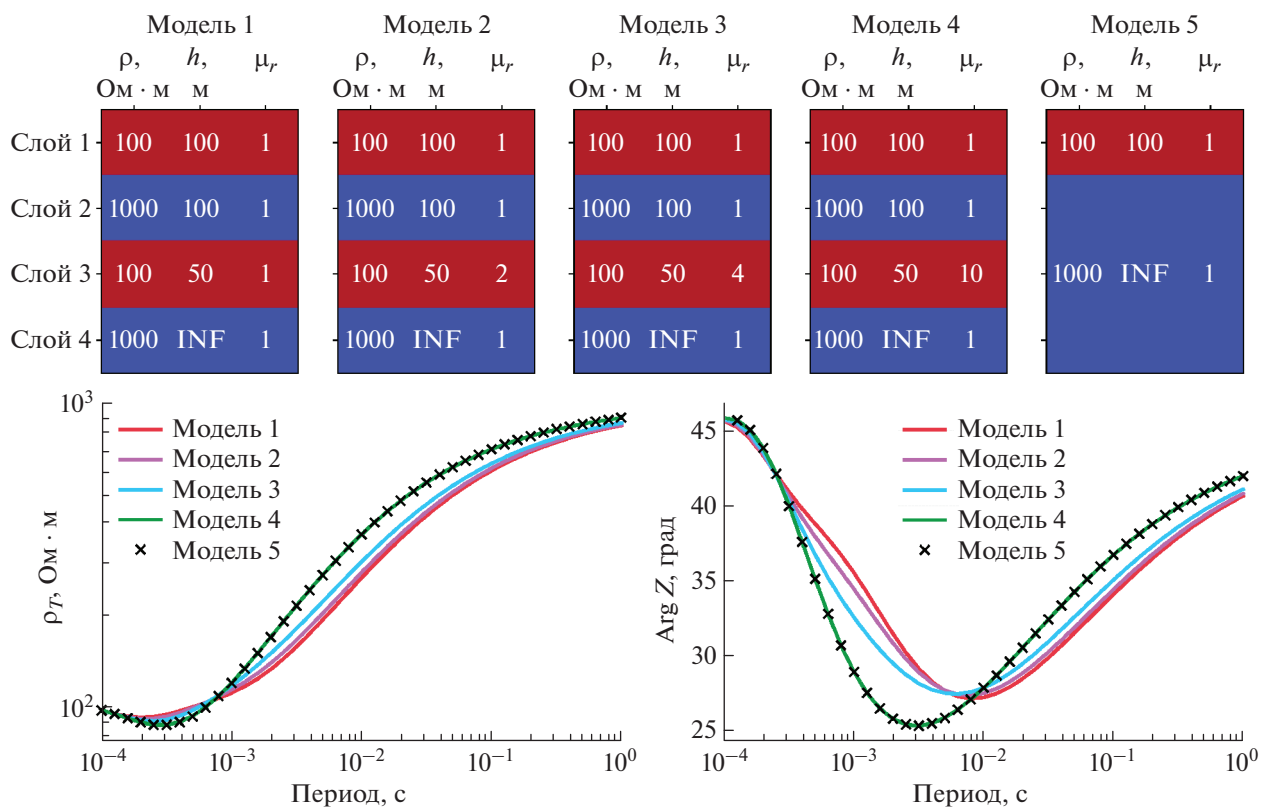


Рис. 3. МТ отклики, рассчитанные для 3-й серии 1D-моделирования: МТ отклики модели 4, включающей слой с $\mu_r = 10$, идентичны откликам модели 5 без данного слоя.

Для оценки искажений геоэлектрических моделей, получаемых на этапе интерпретации МТ данных в 2D-средах с аномалиями магнитной проницаемости, рассчитанный набор передаточных операторов был использован в качестве входных данных для многокомпонентной инверсии, реализующей традиционный подход, полагающий для всей среды $\mu_r = 1$. Для решения обратной задачи применена схема совместной инверсии передаточных операторов в кусочно-непрерывных средах с коррелированными изменениями сопротивлений ячеек инверсии [Варенцов, 2002; Varentsov, 2015], синтезирующая идеи тихоновской регуляризации и статистических методов инверсии [Tarantola, 2005].

Результаты 2D-моделирования

Влияние неоднородностей магнитной проницаемости на данные МТ зондирования исследовано в серии из шести моделей с общей геоэлектрической структурой (далее – истинной геоэлектрической моделью), состоящей из умеренно проводящего тела прямоугольного поперечного сечения с шириной 1000 м, мощностью 200 м, глубиной верхней кромки 200 м, сопротивлением 100 Ом · м, расположенного в слабо проводящем

полупространстве (1000 Ом · м). Значение относительной магнитной проницаемости проводящего тела изменяется от модели к модели и составляет 1, 1.5, 2.5, 4, 6 и 10 ед. (рис. 4). Расчеты прямой задачи выполнены для 50 периодов от 6×10^{-5} до 4 с. Система наблюдения состояла из 81 пункта, расположенных вдоль профиля с шагом 50 м. Модельная сетка строилась методом триангуляции Делоне и состояла из более чем 80000 элементов.

Результаты численного моделирования представлены на рис. 5 в виде псевдоразрезов компонент передаточных операторов – они показаны для моделей с μ_r проводника, равной 1, 1.5, 4 и 10. В *H*-поляризации, начиная с $\mu_r = 4$, увеличение магнитной проницаемости проводящего тела приводит к смещению аномального отклика электрической компоненты в длиннопериодный диапазон и проявлению положительных аномалий у левого и правого края структуры. В *E*-поляризации увеличение μ_r приводит к снижению интенсивности аномального отклика в электрическом поле, вплоть до его полного исчезновения при $\mu_r = 10$, а также к интенсивному, но локальному (в пределах заданной ширины проводника) ослаблению магнитного поля. Соответствующим образом аномальные значения магнитной прони-

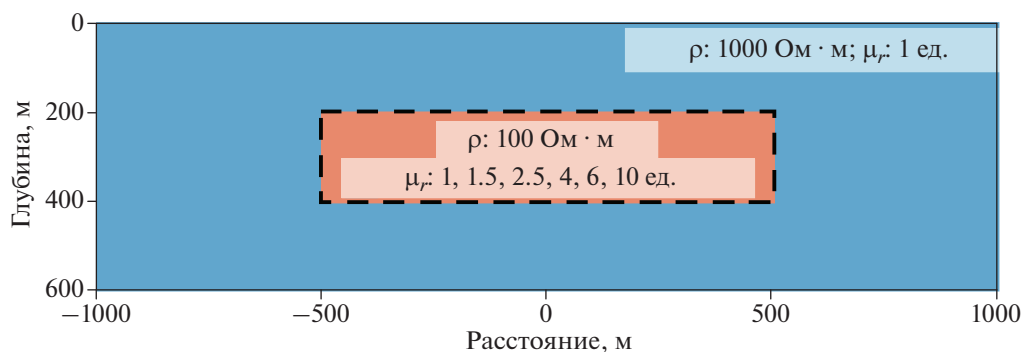


Рис. 4. Структура истинной 2D-модели с неоднородной магнитной проницаемостью.

цаемости проявляются на псевдорезах кажущегося сопротивления и фазы главных компонент импеданса. В вертикальном магнитном поле и, следовательно, в типпере, увеличение магнитной проницаемости приводит к появлению в длиннопериодном диапазоне дополнительных аномалий.

СТАНДАРТНАЯ 2D-ИНВЕРСИЯ СИНТЕТИЧЕСКИХ МТ/МВ ДАННЫХ, ПОЛУЧЕННЫХ В МОДЕЛЯХ С НЕОДНОРОДНОЙ МАГНИТНОЙ ПРОНИЦАЕМОСТЬЮ

Полученные в результате моделирования синтетические данные в составе двух мод импеданса (логарифмов кажущегося сопротивления и фаз), компонент W_{zx} типпера (Re, Im) и горизонтального магнитного отклика M_{xx} (амплитуд и фаз) были подготовлены для проведения совместной 8-компонентной 2D-инверсии в кусочно-непрерывных моделях среды с коррелированными изменениями сопротивлений их ячеек [Варенцов, 2002; Varentsov, 2015], предполагающих однородность магнитной проницаемости $\mu = \mu_0$. Данный метод инверсии широко исследован на сериях подобных 8-компонентных наборов синтетических МТ/МВ данных [Варенцов, 2002; 2006; Varentsov, 2015], в том числе, рассчитанных в моделях, имитирующих реальные рудные проводящие структуры [Варенцов, 2006; Варенцов и др., 2013; Varentsov, 2014]. Робастная реализация этого метода позволяет эффективно разрешать противоречивые влияния разных инвертируемых компонент данных на начальных итерациях инверсии и находить разумный компромисс факторов разрешающей способности и устойчивости решений обратной задачи.

Для решения обратных задач использованы точные (без добавления дополнительных шумов) результаты моделирования для 17 периодов в 41 пункте наблюдений (с шагом по профилю 100 м). Область конечно-разностного моделирования в

методе инверсии включала 100 ячеек по горизонтали и 47 ячеек по вертикали, из которых 11 – в атмосфере. Горизонтальный размер ячеек в пределах заданной системы наблюдения составил 50 м. Вертикальные размеры ячеек до глубины в 1 км лежали в пределах 10–100 м. Погрешности данных, учитываемые в инверсии, были определены на уровне 1% для кажущихся сопротивлений, 1° для фаз импеданса, 0.01 для типпера (Re и Im), 0.01 и 0.1° для горизонтального магнитного отклика (амплитуды и фазы, соответственно).

Перед инверсией синтетических данных выполнен анализ расхождений (невязок) различных модельных решений, полученных при задании истинной геоэлектрической структуры. Во-первых, в случае $\mu_r = 1$ была решена прямая задача в программе инверсии. Получено практически полное совпадение с результатом решения прямой задачи в программе FEMT2D при более детальной дискретизации модели (табл. 2, левая колонка данных). Во-вторых, проведена оценка эффектов неоднородной структуры μ_r в компонентах инвертируемых данных по сравнению с аналогичными данными для модели с $\mu_r = 1$. Нормы абсолютных невязок данных рассчитывались в метрике L_2 и представлены в правых колонках табл. 2 в единицах соответствующих компонент данных. Показана степень увеличения невязок с ростом величины μ_r .

Решение обратных задач для подготовленных синтетических данных выполнено для шести разных значений относительной магнитной проницаемости ($\mu_r = 1, 1.5, 2.5, 4, 6$ и 10). Веса компонент передаточных операторов при инверсии были выбраны равными 1. В качестве стартовой модели использовано однородное полупространство с сопротивлением 1000 Ом·м.

В случае с $\mu_r = 1$ исследованы изменения в модельной структуре и модельных данных в ходе итераций инверсии. Для анализа изменений в модельной структуре оценивалась L_2 норма расхождения lg-сопротивлений между моделью инвер-

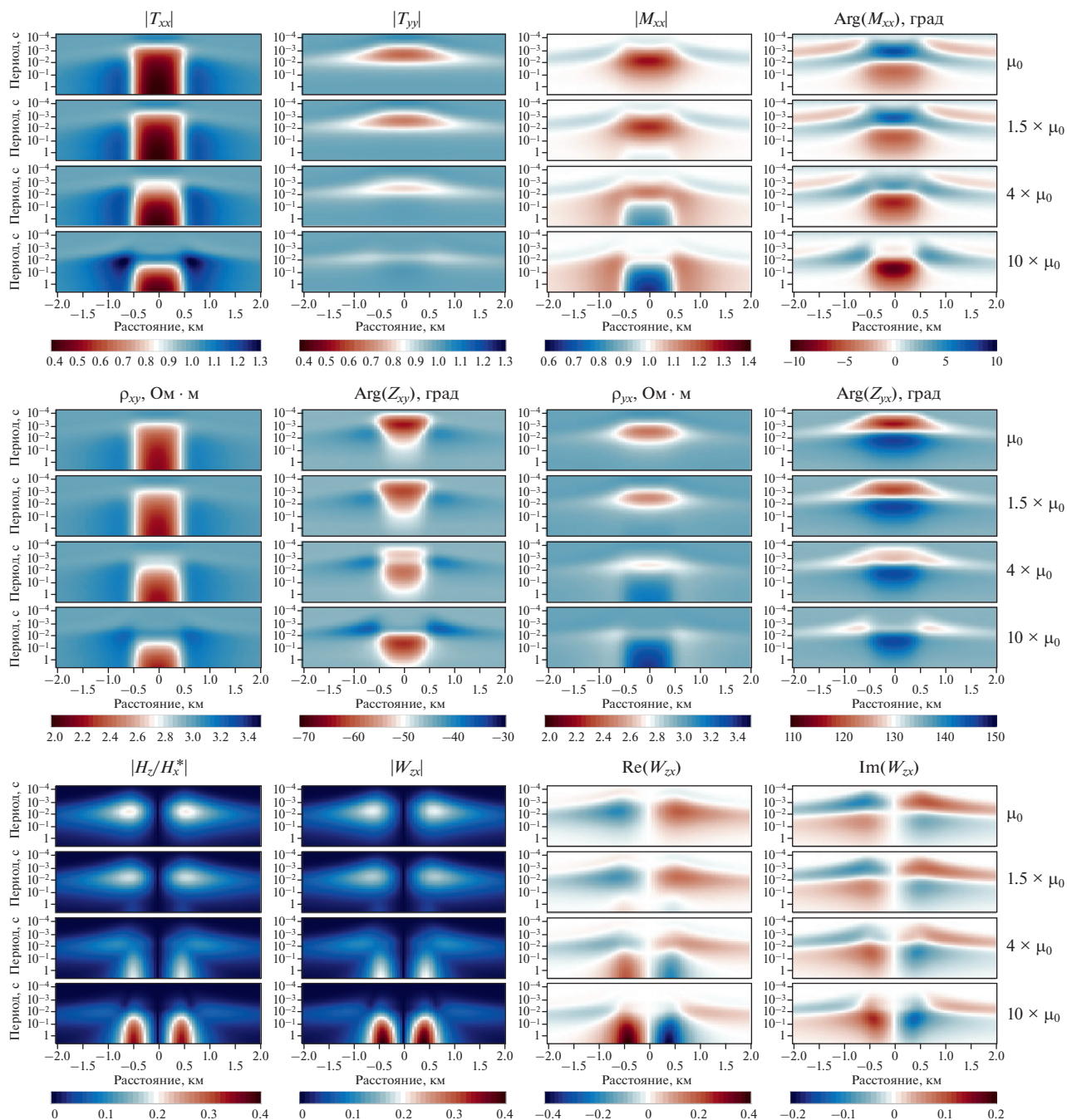


Рис. 5. Результаты 2D-моделирования без учета и с учетом аномальной магнитной проницаемости ($\mu_r = 1.5, 4$ и 10) проводящего тела: псевдорезы компонент теллурического (амплитуды T_{xx} и T_{yy}) и магнитного (амплитуда и фаза M_{xx}) тензоров; кажущегося сопротивления (ρ_{xy}, ρ_{yx}) и фазы главных компонент импеданса ($\text{Arg } Z_{xy}, \text{Arg } Z_{yx}$); вертикальной компоненты поля H_z (нормированной на нормальное магнитное поле H_x^*), амплитуды, действительной и мнимой части компоненты W_{zx} типпера; базовая точка для расчета **T** и **M** расположена в области нормального геоэлектрического разреза.

сии и истинной геоэлектрической структурой. Полученные значения делились на норму l_2 -сопротивлений истинной модели и представлялись в %. Для анализа изменений в пространстве данных рассчитывались (в метрике L_2) нормы абсолютных невязок инвертируемых и модельных

компонент данных. Эти оценки позволили выбрать в качестве квазиоптимального решения результат 35-й итерации, поскольку, начиная с этой итерации, относительные нормы невязок в пространстве моделей стабилизируются на уровне 3.0%, а нормы абсолютных невязок инвертируе-

Таблица 2. Нормы абсолютных невязок компонент инвертируемых данных (в метрике L_2) для истинной модели между точными расчетами по программе FEM2D (с учетом разных μ_r элементов моделей) и в программе 2D-инверсии (с однородным распределением $\mu_r = 1$)

μ_r проводящего тела		1	1.5	2.5	4	6	10
Абсолютные нормы невязок компонент передаточных операторов	$\lg \rho_{xy}, \text{ Ом} \cdot \text{м}$	0.004	0.014	0.041	0.072	0.106	0.156
	$\text{Arg } Z_{xy}, ^\circ$	0.099	0.594	1.488	2.497	3.497	4.899
	$\lg \rho_{yx}, \text{ Ом} \cdot \text{м}$	0.003	0.019	0.047	0.079	0.108	0.146
	$\text{Arg } Z_{yx}, ^\circ$	0.125	0.491	1.218	1.954	2.620	3.485
	$\text{Re } W_{zx}$	0.001	0.013	0.036	0.062	0.087	0.120
	$\text{Im } W_{zx}$	0.001	0.003	0.009	0.016	0.022	0.030
	$ M_{xx} $	0.006	0.017	0.040	0.065	0.089	0.118
	$\text{Arg } M_{xx}, ^\circ$	0.293	0.344	0.576	0.909	1.257	1.732

Таблица 3. Относительные нормы расхождения \lg -сопротивлений (в %) между итоговыми моделями инверсии и истинной моделью, а также нормы абсолютных невязок данных в итоговых моделях инверсии (для разных значений μ_r)

μ_r проводящего тела		1	1.5	2.5	4	6	10
Отн. нормы расхождения \lg -сопротивлений между итоговыми моделями инверсии и истинной моделью (L_2 , %)		3.0	3.1	5.2	7.1	8.6	11.3
Нормы абсолютных невязок компонент передаточных операторов (L_2)	$\lg \rho_{xy}, \text{ Ом} \cdot \text{м}$	0.026	0.028	0.031	0.036	0.047	0.070
	$\text{Arg } Z_{xy}, ^\circ$	0.682	0.755	0.956	1.345	1.926	2.939
	$\lg \rho_{yx}, \text{ Ом} \cdot \text{м}$	0.010	0.013	0.03	0.052	0.074	0.103
	$\text{Arg } Z_{yx}, ^\circ$	0.434	0.483	0.757	1.181	1.635	2.163
	$\text{Re } W_{zx}$	0.007	0.011	0.03	0.052	0.075	0.105
	$\text{Im } W_{zx}$	0.004	0.005	0.01	0.016	0.022	0.03
	$ M_{xx} $	0.007	0.012	0.031	0.052	0.073	0.098
	$\text{Arg } M_{xx}, ^\circ$	0.335	0.373	0.61	0.978	1.367	1.871

мых и модельных данных не превышают низкий уровень систематических расхождений (табл. 2, левая колонка данных) между программой FEM2D и процедурой моделирования в программе инверсии.

Итоговые модели для других значений μ_r также выбирались на 35-й итерации. В табл. 3 для итоговых моделей инверсии представлены значения норм абсолютных невязок компонент данных и относительные нормы расхождения \lg -сопротивлений моделей инверсии и истинной модели (в пределах профиля наблюдений и в интервале глубин 0–1550 м). Значения невязок возрастают с увеличением μ_r проводящего тела. Это естественно, поскольку в моделях инверсии полагается $\mu_r = 1$.

На рис. 6 приведены итоговые модели инверсии данных, полученных для различных значений μ_r . Результат инверсии в модели с $\mu_r = 1$ с хорошей точностью восстановил сопротивление и геометрию проводящего тела, несколько занизив при этом сопротивление вмещающей среды слева и справа от структуры. При $\mu_r = 1.5$ существенных изменений геоэлектрической модели не наблюдается — незначительно увеличивается глубина верхней и нижней кромки проводника. Отклонения результатов инверсии от истинного распределения электропроводности возрастают с увеличением магнитной проницаемости. Начиная с $\mu_r = 2.5$, проводник перемещается на большие глубины, его мощность увеличивается, а сопро-

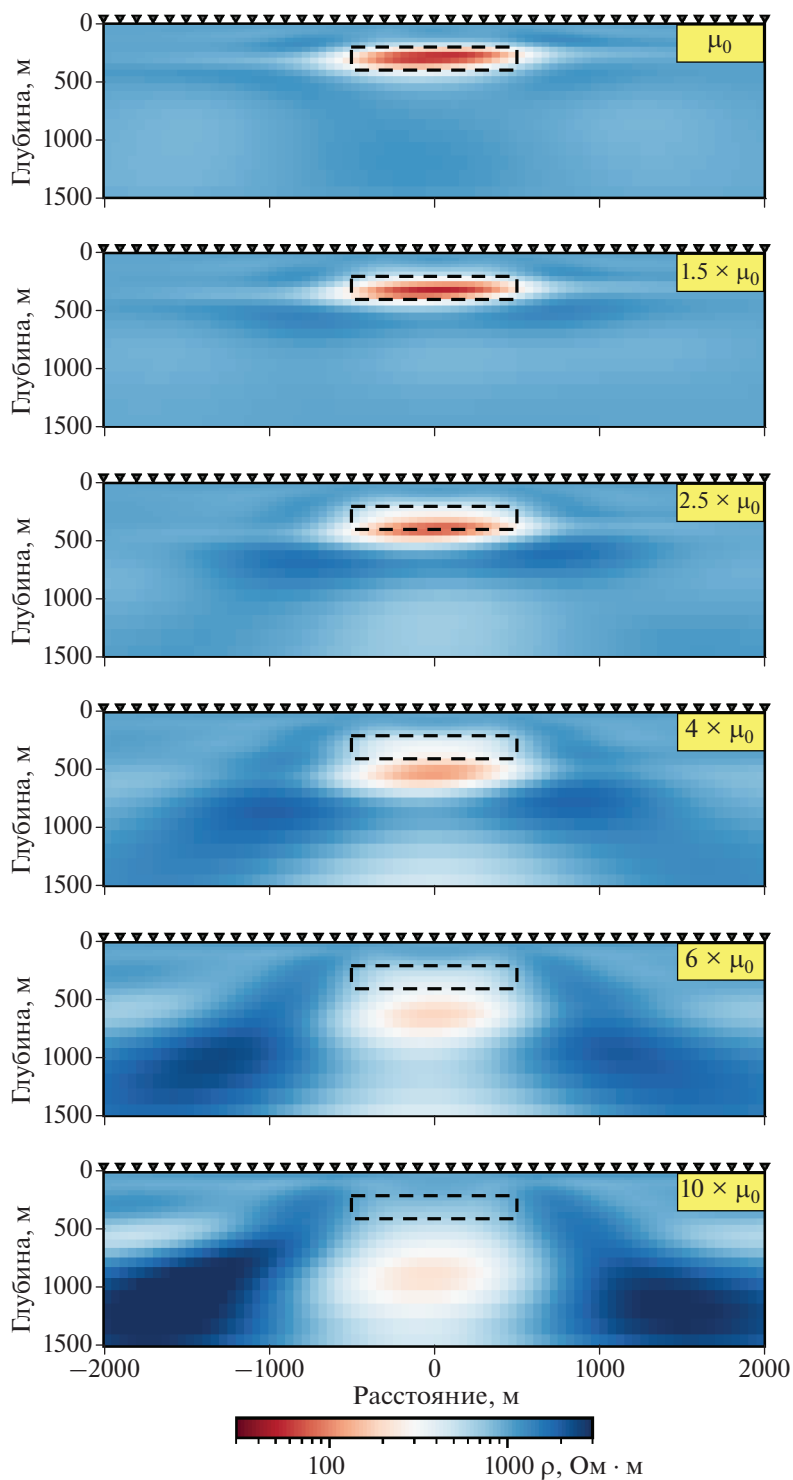


Рис. 6. Итоговые модели (сопротивление, Ом · м) 2D-инверсии синтетических МТ/МВ данных для разных значений магнитной проницаемости проводящего тела ($\mu_r = 1, 1.5, 2.5, 4, 6$ и 10); пунктиром показано его истинное положение.

тивление повышается. Так, для модели с $\mu_r = 10$ глубина верхней кромки проводника составляет уже ~ 700 м, что более чем в 3 раза превышает эту глубину в истинной модели. Наряду с этим, по

обе стороны от проводящей структуры с увеличением μ все более ярко проявляются ложные вторичные аномалии как пониженного, так и повышенного сопротивления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные в статье результаты 1D- и 2D-моделирования МТ/МВ данных в средах с неоднородной магнитной проницаемостью позволяют сделать следующие основные выводы:

– в 1D-средах при стандартной методике интерпретации (без учета аномалий μ) величины сопротивлений и/или мощностей слоев с ярко выраженными аномальными магнитными свойствами могут быть ложно завышены, вплоть до пропуска одновременно проводящих и магнитных слоев;

– в 2D-моделях влияние аномально высоких значений магнитной проницаемости сказывается на всех компонентах ЭМ поля и его передаточных операторов, наиболее ярко проявляясь в данных E-поляризации; на результатах инверсии МТ/МВ данных (без учета аномалий μ) глубина верхней кромки, мощность и сопротивление проводящих структур с ярко выраженными магнитными свойствами завышаются, а в стороне от них могут возникать дополнительные ложные аномалии электропроводности;

– наиболее значимые изменения моделей инверсии проявляются при значениях магнитной проницаемости $\mu_r > 2$, отвечающих горным породам с весьма высоким содержанием магнетита или других ферромагнитных минералов;

– исследования с использованием синтетических МТ/МВ данных целесообразно продолжить, рассмотрев отклики в характерных моделях рудных месторождений [Варенцов и др., 2013; Var-entsov, 2014; Куликов и др., 2017], в том числе трехмерных;

– наконец, заслуживают развития алгоритмы инверсии МТ/МВ данных, допускающие неоднородность как электрического сопротивления, так и магнитной проницаемости моделей среды.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены в рамках завершившейся темы гос. задания ЦГЭМИ ИФЗ РАН № 0144-2019-0021 и новой темы гос. задания № FMWU-2022-0023.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность Р.-У. Бёрнеру (R.-U. Börner) из Фрайбергской горной академии (Германия) за предоставленное программное обеспечение FEMT2D и помощь в его освоении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Варенцов Ив.М. Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах // Физика Земли. 2002. № 11. С. 11–33.

Варенцов Ив.М. Разрешающая способность современных ЭМ геофизических методов с естественным возбуждением поля // Разведка и охрана недр. 2006. № 8. С. 66–71.

Варенцов Ив.М., Куликов В.А., Яковлев А.Г., Яковлев Д.В. Возможности методов магнитотеллурики в задачах рудной геофизики // Физика Земли. 2013. № 3. С. 9–29. <https://doi.org/10.7868/S0002333713030174>

Доброхотова И.А., Юдин М.Н. О влиянии магнитной проницаемости на результаты работ, проводимыми методами магнитотеллурического поля. Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1980. С. 99–104.

Доброхотова И.А., Юдин М.Н. О влиянии магнитной проницаемости на результаты работ методами магнитотеллурического поля // Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. 1981. № 6. С. 99–106.

Доброхотова И.А., Юдин М.Н. Принцип эквивалентности при магнитотеллурических зондированиях над горизонтально-слоистыми магнитными разрезами // Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. 1983. № 12. С. 101–102.

Доброхотова И.А., Юдин М.Н. Отчет по гранту на тему: “Электромагнитное поле Земли с учетом магнитной проницаемости ее оболочки”. М.: МГГА. 1997. 27 с.

Добрынин В.М., Вендельштейн Б.Ю., Кожевников Д.А. Петрофизика (Физика горных пород). М: Нефть и газ. 2004. 368 с.

Куликов В.А., Каминский А.Е., Яковлев А.Г. Совместная инверсия данных электротомографии и магнитотеллурических зондирований при решении рудных задач // Геофизические исследования. 2017. Т. 18. № 3. С. 27–44. <https://doi.org/10.21455/gr2017.3-3>

Липская Н.В., Троицкая В.А. Естественные переменные электромагнитные поля. М: ИФЗ АН СССР. 1955.

Логачев А.А., Захаров В.П. Магниторазведка. 5-е изд. Л.: Недра. 1979. 351 с.

Новиков К.В. Магниторазведка: Учебное пособие. Часть 1. М. 2013. 141 с.

Петрофизика: Справочник (в 3 кн.) Кн. 1. Горные породы и полезные ископаемые / Н.Б. Дортман (ред.). М.: Недра. 1992. 391 с.

Тихонов А.Н. Об определении электрических характеристик глубоких слоев земной коры // Докл. АН СССР. 1950. Т. 73. № 2. С. 295–297.

Тихонов А.Н., Шахсуваров Д.Н. О возможности использования импеданса естественного электромагнитного поля Земли для изучения ее верхних слоев // Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1956. № 4. С. 410–418.

Börner R. U. Numerical modelling in geo-electromagnetics: advances and challenges // Surv. Geophys. 2010. V. 31. № 2. P. 225–245. <https://doi.org/10.1007/s10712-009-9087-x>

Cagniard L. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting // Geophysics. 1953. V. 18. I. 3. P. 605–635.

<https://doi.org/10.1190/1.1437915>

Franke A., Börner R. U., Spitzer K. Adaptive unstructured grid finite element simulation of two-dimensional magneto-telluric fields for arbitrary surface and seafloor topography // Geophys. J. Int. 2007. V. 171. I. 1. P. 71–86. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03481.x>

- Kao D., Orr D.* Magnetotelluric response of a uniformly stratified earth containing a magnetized layer // *Geophys. J. Int.* 1982. V. 70. I. 2. P. 339–347.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1982.tb04971.x>
- Li X.-M., Cao J.-X.* A study on the influence of magnetic susceptibility on MT response // *Chin. J. Geophys.* 2005. V. 48. № 4. P. 1017–1021.
- Lozovsky I.N., Varentsov I.M., Börner R.U.* The Influence of Anomalous Magnetic Permeability on MT/MV Responses Observed at the Voronezh Massif Near Intensive Magnetic Anomalies / A.A. Zhamaletdinov, Y. L. Rebetsky (eds.). SPS 2018. SPEES. Cham: Springer. 2019. P. 83–88.
https://doi.org/10.1007/978-3-030-35906-5_11
- Rücker C., Günther T., Wagner F.M.* pyGIMLi: An open-source library for modelling and inversion in geophysics // *Comput. Geosci.* 2017. V. 109. P. 106–123.
<https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.07.011>
- Schön J.H.* Chapter 10 – Magnetic properties. Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics. *Developments in petroleum science.* V. 65. Amsterdam: Elsevier. 2015. P. 415–435.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100404-3.00010-X>
- Shewchuk J.R.* Triangle: engineering a 2D quality mesh generator and delaunay triangulator / Lin M.C., Manocha D. (eds.) *Applied Computational Geometry Towards Geometric Engineering.* WACG 1996. Lecture Notes in Computer Science. V. 1148. Berlin: Springer-Verlag. 1996. P. 203–222.
<https://doi.org/10.1007/BFb0014497>
- Silva L., Miguel Sobrinho M.* Considerations on the application of the magnetotelluric method with numeric modeling for exploration of basins containing mafic sills: The example of the solimões upper Amazon basin // *Braz. J. Geoph.* 2017. V. 35(2). P. 141–152.
<https://doi.org/10.22564/rbfg.v35i2.828>
- Sims W.E., Bostick F.X.* Methods of magnetotelluric analysis // *Tech. Rep.* 1969. № 58. Austin: Univ. Texas. 86 p.
- Simpson F., Bahr K.* Practical Magnetotellurics. Cambridge: Cambridge University Press. 2005. 254 p.
<https://doi.org/10.1017/CBO9780511614095>
- Szarka L., Franke A., Prácser E., Kiss J.* Hypothetical mid-crustal models of second-order magnetic phase transition. *Extended Abstracts. 4th Int. Symp. on 3D-Electromagnetics.* Freiberg. 2007. P. 126–129.
- Szarka L., Kiss J., Prácser E., Prácser E., Ádám A.* The magnetic phase transition and geophysical crustal anomalies // *Chin. J. Geophys.* 2010. V. 53. № 3. P. 612–621.
- Tarantola A.* Inverse problem theory and methods for model parameter estimation. Philadelphia: SIAM. 2005. 342 p.
- Tarling T.H., Hrouda D.H.* The Magnetic Anisotropy of Rocks. Heidelberg: Springer Netherlands. 1993. 218 p.
- Varentsov I.V.M.* The resolution of joint 2D inversion of MT/MV data in the search for conducting ore targets near conducting background layers. *22nd Workshop on EM Induction in the Earth (Extended Abstracts).* Potsdam: GFZ. 2014. 4 p.
- Varentsov I.V.M.* Methods of joint robust inversion in MT and MV studies with application to synthetic datasets / Spichak V.V. (ed.) *Electromagnetic Sounding of the Earth's Interior.* V. 40 (2nd Edition) Amsterdam: Elsevier. 2015. P. 191–229.
<https://doi.org/10.1016/C2014-0-01934-X>
- Xiao T., Wang Y., Huang X., He G., Liu J.* Magnetotelluric responses of three-dimensional conductive and magnetic anisotropic anomalies // *Geophys. Prospect.* V. 68. P. 1016–1040.
<https://doi.org/10.1111/1365-2478.12886>

Effect of Magnetic Permeability Inhomogeneity on Magnetotelluric Responses: 1D and 2D Models

I. N. Lozovsky^{a, *} and I. V. Varentsov^{a, **}

^a*Geoelectromagnetic Research Center, Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Troitsk, Moscow, Russia*

**e-mail: i.n.lozovsky@yandex.ru*

***e-mail: ivan_varentsov@mail.ru*

When solving direct and inverse problems of magnetotellurics, magnetic permeability of the entire model medium is commonly assumed to be constant and equal to vacuum permeability. To study the effect of anomalous magnetic properties of rocks on magnetotelluric data, a series of one- (1D) and two-dimensional (2D) simulation models are constructed. The principle of equivalence of horizontally layered sections which takes into account magnetic permeability of the layers is demonstrated. The changes in the components of transfer operators – impedance, tipper, telluric and horizontal magnetic tensors – depending on the permeability of the local conductive body are presented. For the synthetic data, the results of the 2D inversion allowing no inhomogeneity of the magnetic properties of the medium are presented. It is shown that in the case when relative magnetic permeability is above 2, the top depth, the thickness, and the electrical resistivity of structures can be significantly overestimated.

Keywords: magnetotelluric soundings, electrical conductivity, magnetic permeability, numerical simulation, data inversion