УЛК 550.837.211

ДВУХМЕРНАЯ ИНВЕРСИЯ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТРЕХМЕРНЫХ СРЕД

© 2025 г. Д. Д. Попов^{1, *}, П. Ю. Пушкарев^{1, **}

¹Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия *E-mail: crossbrian 97@mail.ru
**E-mail: pavel_pushkarev@list.ru

Поступила в редакцию 22.03.2024 г. После доработки 04.07.2024 г. Принята к публикации 19.07.2024 г.

Составлена трехмерная геоэлектрическая модель тектоносферы, содержащая типичные геоэлектрические неоднородности на трех структурных уровнях: поднятие и впадину кровли фундамента, проводящие призмы в консолидированной коре, астеносферное поднятие в верхней мантии. Рассчитаны синтетические магнитотеллурические данные и выполнен анализ их чувствительности к геоэлектрическим структурам. Выполнена двухмерная сглаживающая инверсия синтетических данных по двум перпендикулярным профилям. Несмотря на существенные трехмерные эффекты, на полученных разрезах довольно точно восстановлено положение кровли фундамента, получены грубые образы коровых структур, строение мантии разрешено плохо. Оценено влияние случайного шума различного уровня на результаты инверсии. В дальнейшем планируется выполнить трехмерную инверсию синтетических данных.

Ключевые слова: магнитотеллурическое зондирование, геоэлектрическая модель, синтетические данные, двухмерная инверсия.

DOI: 10.31857/S0002333725010059, EDN: ACNJXF

ВВЕДЕНИЕ

Геофизический метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ) был предложен А.Н. Тихоновым, Л. Каньяром и Т. Рикитаки в середине XX века, а к концу века благодаря работам М.Н. Бердичевского, Л.Л. Ваньяна, В.И. Дмитриева, А.А. Ковтун, П. Вайдельта, К. Возоффа, Ф. Ваннамейкера, А. Джонса и многих других ученых была разработана его теория и обеспечено практическое применение. Развитие метода на этом не остановилось, его возможности продолжают расширяться за счет современных аппаратурных и вычислительных возможностей, позволивших создать обладающие высокой производительностью и точностью системы наблюдения, обработки данных и решения обратных задач. Метод МТЗ применяется как при глубинных исследованиях земной коры и верхней мантии, так и при решении прикладных задач, связанных с поиском и разведкой месторождений углеводородов,

твердых полезных ископаемых и геотермальных ресурсов.

Прогресс в области решения обратных задач привел к переходу от одномерной (1D) к двухмерной (2D), а затем и к трехмерной (3D) интерпретации магнитотеллурических (МТ) данных. Помимо разработки алгоритмов и программ, велась работа по их опробованию, оценке возможностей и способов эффективного применения, поскольку из-за неустойчивости обратных задач формальное применение программ нередко приводило к построению нереалистичных эквивалентных моделей. Важным является и вопрос о том, в каких условиях применимы 1D-интерпретация, которая может выполняться в интерактивном режиме (позволяющем наиболее удобным способом вводить априорную информацию), 2D-интерпретация, позволяющая быстро получать геоэлектрические разрезы на персональном компьютере, и когда необходима 3D-инверсия, требующая громоздких параллельных вычислений и наиболее трудоемкого составления априорных моделей.

Этот ряд вопросов, относящихся к методике интерпретации МТ данных, вряд ли может быть решен на основе наблюденных данных, когда истинные геоэлектрические модели неизвестны. и требует рассмотрения синтетических данных, рассчитанных для известных моделей. Двигаясь по этому пути, мы составили достаточно сложную 3D-модель тектоносферы [Попов, Пушкарев, 2023], которая будет кратко рассмотрена ниже, и применяем для инверсии синтетических данных общедоступные программы. В настоящей статье мы исследуем возможности сглаживающей 2D-инверсии на примере программы ZondMT2D [Каминский, 2006]. Необходимо было оценить, насколько точно восстановятся разрезы истинной модели, в том числе с использованием различных компонент данных и при наличии случайных шумов. В дальнейшем мы планируем выполнить сравнение полученных разрезов с результатами 3D-инверсии МТ данных.

МТ ПОЛЕ В ДВУХМЕРНОЙ СРЕДЕ

Хорошо известно, что в 2D-среде плосковолновое МТ поле распадается на две независимые части [Дмитриев, 1969; Jones, Price, 1970]. Первая часть связана с токами, текущими вдоль структур, содержит поляризованную структур компоненту электрического поля E^{\dagger} и две ортогональные ей компоненты магнитного поля H^{\perp} и H_z , называется Е-поляризацией или ТЕ-модой. Вторая часть связана с токами, текущими вкрест структур, содержит поляризованную вдоль структур компоненту магнитного поля $H^{||}$ и две ортогональные ей компоненты электрического поля E^{\perp} и E_z , называется H-поляризацией или ТМ-модой. В первом случае токи не пересекают границы и в ТЕ-моде возникают только индукционные эффекты, во втором случае токи пересекают и заряжают границы, при этом в ТМ-моде возникают как индукционные, так и гальванические эффекты.

Чаще всего используются следующие отношения указанных компонент поля:

$$Z^{||} = E^{||} / H^{\perp}, Z^{\perp} = E^{\perp} / H^{||}, W = Hz / H^{\perp},$$

где: $Z^{||}$ — продольный импеданс; Z^{\perp} — поперечный импеданс; $W^{||}$ — компонента типпера. Таким образом, $Z^{||}$ и $W^{||}$ являются "представителями" ТЕ-моды, а Z^{\perp} — ТМ-моды. Широко

применяется также эффективный импеданс $Z_{\rm eff}$, являющийся инвариантным по отношению к направлениям измерения и в 2D-среде определяемый по формуле:

$$Z_{\mathrm{eff}} = \sqrt{Z^{\parallel} \cdot Z^{\perp}}$$
.

Поскольку рассматриваются гармонические поля, характеризующиеся амплитудой и фазой колебаний, все эти величины также являются комплексными. При решении обратной задачи рассматриваются их модули и фазы (чаще применяется для импедансов) или вещественные и мнимые части (чаще применяется для типпера). При этом модули импедансов обычно трансформируются в кажущиеся сопротивления по формулам:

$$\begin{split} \rho^{||} = & |Z^{||}|^2/(\omega \cdot \mu_0), \, \rho^{\perp} = |Z^{\perp}|^2/(\omega \cdot \mu_0), \\ \rho_{\rm eff} = & |Z_{\rm eff}|^2/(\omega \cdot \mu_0), \end{split}$$

где: $\rho^{||}$, ρ^{\perp} и $\rho_{\rm eff}$ — продольное, поперечное и эффективное кажущиеся сопротивления; ω — круговая частота колебаний поля; μ_0 — магнитная проницаемость вакуума.

За счет упомянутого выше различия во вкладе индукционной и гальванической составляющих, ТЕ- и ТМ-моды обладают разной чувствительностью к геоэлектрическим структурам [Бердичевский и др., 1997]. В частности, ТЕ-мода более чувствительна к глубинным проводникам, а ТМ-мода — к приповерхностным структурам и интегральному сопротивлению литосферы.

Подчеркнем, что разделение МТ поля на ТЕ-и ТМ-моды, строго говоря, возможно лишь в 2D-среде, при изучении реальной 3D-среды их выделение условно и представляет собой некоторое приближение. При 2D-аппроксимации реальных 3D-геоэлектрических структур возникают модельные погрешности, причем ТЕ- и ТМ-моды обладают разной устойчивостью к 3D-искажениям. Так, ТЕ-мода более устойчива к 2D-аппроксимации высокоомных 3D-структур, а ТМ-мода — проводящих [Бердичевский и др., 1997].

ДВУХМЕРНАЯ ИНВЕРСИЯ МТ ДАННЫХ

Для решения прямых 2D-задач МТЗ применяются численные методы: конечных разностей, конечных элементов или интегральных уравнений. При этом геоэлектрическая модель обычно представляется как совокупность множества

ячеек с заданными удельными электрическими сопротивлениями (УЭС). Например, для прямоугольной сетки из 100 ячеек по горизонтали и 50 по вертикали модель характеризуется 5000 значений УЭС. Определение такого большого числа параметров модели при решении обратной задачи, в силу ее неустойчивости, требует регуляризации. Она может сводиться к объединению ячеек в однородные блоки, заданию условия гладкости изменения УЭС в разрезе, поиска близкого к априорной модели решения. Обратная 2D-задача МТЗ обычно решается итерационными градиентными методами, при этом на каждой итерации модель меняется так, чтобы минимизировать функционал, включающий в себя невязку и некоторый стабилизатор.

Первые программы были основаны на блочной 2D-инверсии [Jupp, Vozoff, 1977]. Поскольку разбиение на блоки (геометрию модели) задает сам пользователь, такой подход удобен при необходимости уточнить геоэлектрическую модель, но мало эффективен для выявления аномалий при недостатке априорной информации. Возможности некоторых программ, изначально ориентированных на блочную инверсию, в дальнейшем расширялись. В программе (см. работу [Варенцов, 2002]) была добавлена возможность определения произвольного распределения УЭС в "окнах сканирования". В программе (см. работу [Новожинский, Пушкарев, 2001]) был реализован графический пользовательский интерфейс для интерактивной коррекции геометрии модели.

Более широкое применение в мире нашли программы сглаживающей или "оккамовской" инверсии, из всех решений выбирающие самое гладкое, без деталей, но позволяющие обойтись без задания геометрии априорной модели [DeGroot-Hedlin, Constable, 1990]. Больше всего результатов как при глубинных, так и при разведочных исследованиях было получено с программами из работы [Rodi, Mackie, 2001] и из работы [Siripunvaraporn, Egbert, 2000] (последняя известна под более легко произносимым названием REBOCC). В настоящей статье мы применяем наиболее распространенную сейчас в России программу ZondMT2D [Каминский, 2006]. В ней реализованы различные подходы к инверсии, однако мы используем основной из них, основанный на построении сглаженной модели.

ТРЕХМЕРНАЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Геоэлектрическая модель тектоносферы построена нами с учетом мирового опыта глу-

бинных МТЗ и включает в себя неоднородности на трех структурных этажах: в осадочном чехле (поднятие и прогиб), в консолидированной земной коре (две вытянутые проводящие призмы) и в верхней мантии (поднятие проводящей астеносферы). Геоэлектрические модели с неоднородностями на трех уровнях рассматривались ранее, например, в книге [Бердичевский, Дмитриев, 2009], однако наша модель отличается большей сложностью и реалистичностью, чтобы в дальнейшем оценивать возможности восстановления геоэлектрических леталей структур при решении обратных задач. Более подробно геоэлектрическая модель, рассчитанные для нее синтетические МТ данные и оценки чувствительности различных компонент МТ данных к неоднородностям приведены в статье [Попов, Пушкарев, 2023], здесь мы представим их вкратце.

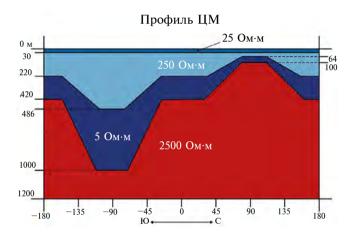


Рис. 1. Разрез осадочного чехла вдоль центрального меридионального профиля.

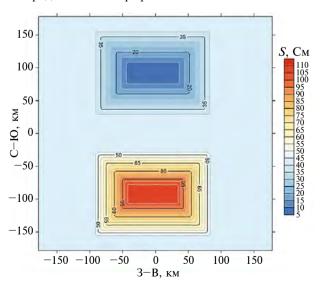


Рис. 2. Карта суммарной продольной проводимости осадочного чехла.

Осадочный чехол имеет фоновую мощность 420 м и образует две незначительно вытянутые структуры широтного простирания — поднятие в северной части планшета с мощностью чехла до 100 м и прогиб в южной части до 1000 м (рис. 1). При этом в чехле выделяются три слоя, мощность верхнего остается неизменной, а среднего и нижнего меняется пропорционально общей мощности. Суммарная продольная проводимость осадочного чехла меняется от 8.5 до 106 См при фоновом значении 42 См (рис. 2).

В консолидированной коре находятся две проводящие призмы — северо-западная с УЭС 60 Ом·м и юго-восточная с УЭС 30 Ом·м, простирающиеся с разными азимутами 40° и 30°

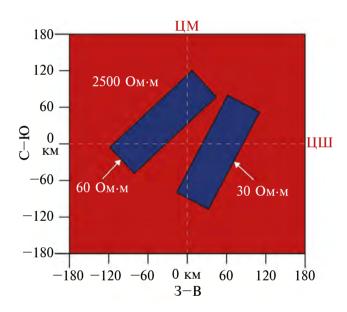


Рис. 3. Карта расположения проводящих призм в консолидированной коре.

на северо-восток (рис. 3 и рис. 4). Глубина до кровли северо-западной призмы составляет 20 км, а юго-восточной — 10 км. Таким образом, юго-восточная призма является более контрастной и залегает ближе к поверхности.

Кровля низкоомной (50 Ом·м) астеносферы в центральной части планшета поднимается с глубины 120 км до глубины 60 км (рис. 4 и рис. 5). Ось астеносферного поднятия ориентирована по азимуту 60° на северо-восток.

СИНТЕТИЧЕСКИЕ МТ ДАННЫЕ

Для расчета синтетических МТ данных для рассмотренной модели использовалась программа МТ3DFwd [Маскіе et al., 1993], основанная на методе конечных разностей. Размер сетки составил $100 \times 100 \times 79$ ячеек. Компоненты МТ поля были получены в центрах ячеек на дневной поверхности для двух поляризаций поля на 15 периодах в интервале от 0.1 до 5000 с. Они были пересчитаны нами в компоненты МТ матриц: тензора импеданса [**Z**], матрицы типпера [**W**], магнитного тензора [**M**] и теллурического тензора [**T**], а также в различные инвариантные параметры.

Для анализа результатов решения прямой задачи в первую очередь были выбраны широко используемые инварианты — эффективное кажущееся сопротивление и фаза эффективного импеданса $\rho_{\rm eff}$ и $\phi_{\rm eff}$. На рис. 6 и рис. 7 представлены амплитудные и фазовые кривые в нескольких точках центральных меридионального и широтного профилей. На них проявляются три основных слоя: верхний низкоомный (осадочный чехол), промежуточный высокоомный (консолидированная кора) и проводящее основание (верхняя мантия). Экстремумы фазовых

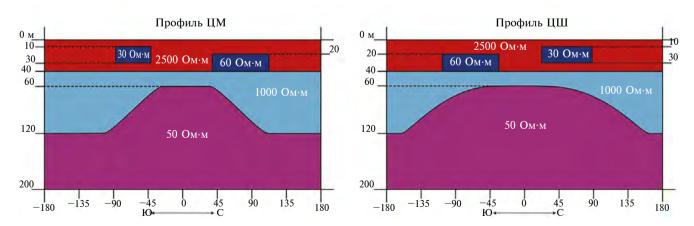


Рис. 4. Глубинные разрезы вдоль центрального меридионального и широтного профилей, отражающие положение проводящих коровых призм и астеносферного поднятия.

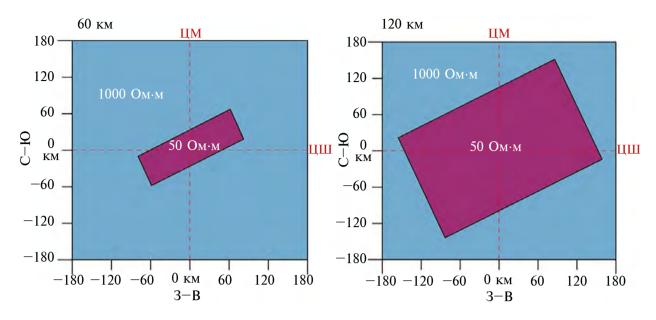


Рис. 5. Карты УЭС на глубине 60 км (кровля астеносферного поднятия) и 120 км (основание поднятия).

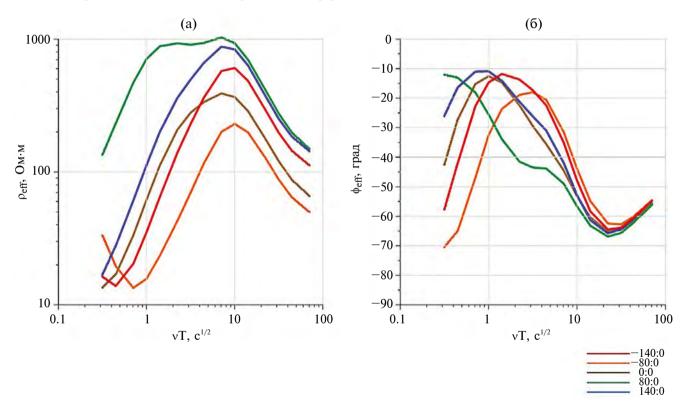


Рис. 6. Амплитудные (a) и фазовые (б) кривые Z_{eff} , центральный меридиональный профиль.

кривых смещены по периодам в левую сторону, что указывает на то, что $\phi_{\rm eff}$ является более чувствительным параметром по отношению к глубинным объектам, чем $\rho_{\rm eff}$. Левая восходящая ветвь кривых меридионального профиля меняет свое положение, отражая изменения суммарной продольной проводимости осадочного чехла.

Анализируя построенные для ряда периодов карты $\rho_{\rm eff}$, $\phi_{\rm eff}$ и других инвариантных параметров матриц [**Z**], [**W**], [**M**] и [**T**], мы пришли к выводу [Попов, Пушкарев, 2023], что наиболее ярко в них проявляются структуры осадочного чехла, на средних периодах видна невооруженным глазом юго-восточная коровая призма, а влияние

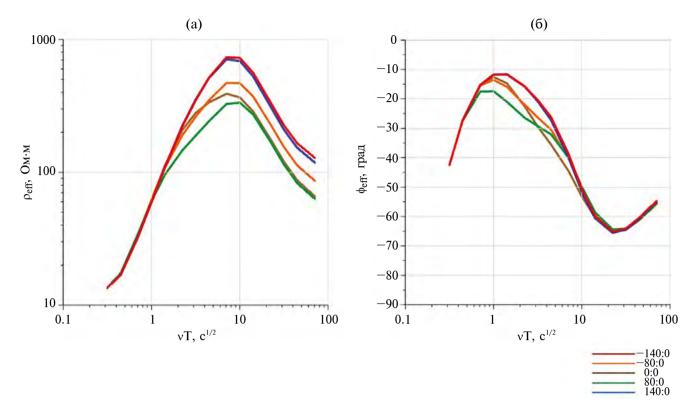


Рис. 7. Амплитудные (а) и фазовые (б) кривые $Z_{\text{\tiny eff}}$, центральный широтный профиль.

северо-западной коровой призмы и астеносферного поднятия проявляется слабо на больших периодах, в основном в нормах матриц [W] и [M]. Этот вывод был подтвержден количественными оценками чувствительности к наличию каждой из неоднородностей, полученными сравнением результатов расчетов для соответствующих вариантов моделей: в ряду "приповерхностные структуры — юго-восточная призма — северо-западная призма — астеносферное поднятие" эффект структуры уменьшается от очень сильного до едва превышающего характерный для практики уровень шумов, ожидаемо смещаясь с коротких на большие периоды.

Чтобы оценить величину и характер трехмерных эффектов, мы дополнительно построили карты полярных диаграмм тензора [Z] и определяемых из матрицы [W] индукционных стрелок [Бердичевский, Дмитриев, 2009].

Полярные диаграммы модулей основной и дополнительной компонент тензора импеданса $|Z_{xy}|$ и $|Z_{xx}|$ на двух периодах изображены на рис. 8. Диаграммы $|Z_{xy}|$ над неоднородностями имеют форму эллипса, а за их пределами, вблизи границ области моделирования, приобретают форму круга. Диаграммы $|Z_{xy}|$ над неоднород-

ностями приобретают четырехлепестковую форму, а при удалении от них вырождаются в точку. По величине и форме диаграмм хорошо угадываются положение поднятия и впадины фундамента на севере и юге, а также юго-восточной проводящей коровой призмы к востоку от центра планшета. Несмотря на то что формы диаграмм в основном характерны для 2D-среды, можно заметить, что они ориентированы под углом по отношению к центральным меридиональному и широтному профилям.

На рис. 9 представлены индукционные стрелки для тех же двух периодов. На коротком периоде вещественные стрелки на севере сходятся на поднятии фундамента (которому отвечает минимум суммарной продольной проводимости), а на юге — расходятся вокруг впадины. Восточнее центра планшета также хорошо видно расхождение вещественных стрелок от юго-восточной коровой призмы. На большом периоде вещественные стрелки расходятся от центра модели, отражая суммарное влияние коровых и мантийных проводящих структур. Величина индукционных стрелок на этом периоде невелика, что связано с ограниченной протяженностью всех проводящих структур. Отметим, что в центральной части меридионального профиля и по-

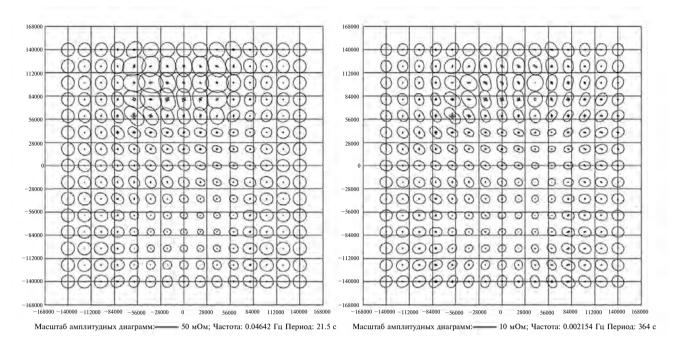


Рис. 8. Карты полярных диаграмм $|Z_{yy}|$ и $|Z_{yy}|$. Слева — период 21.5 с, справа — 464 с.

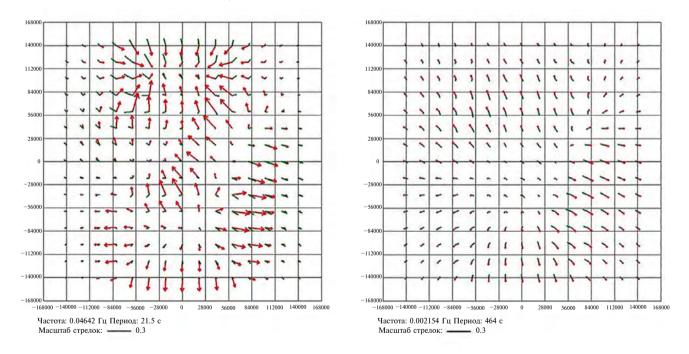


Рис. 9. Карты индукционных стрелок: вещественных ReW (красные) и мнимых ImW (зеленые). Слева — период 21.5 с, справа — 464 с.

чти на всем широтном профиле индукционные стрелки направлены не вдоль профилей, а под существенными углами к ним.

Для более детальной оценки размерности среды в данных с центрального меридионального и центрального широтного профилей, по которым далее проводилась 2D-инверсия,

были построены частотные разрезы некоторых инвариантов тензора импеданса [\mathbf{Z}] и фазового тензора [Φ] (рис. 10).

Напомним, что значения представленных инвариантов не зависят от ориентации осей измерения и в конечном счете определяются из компонент тензора [Z] (или зависящего от не-

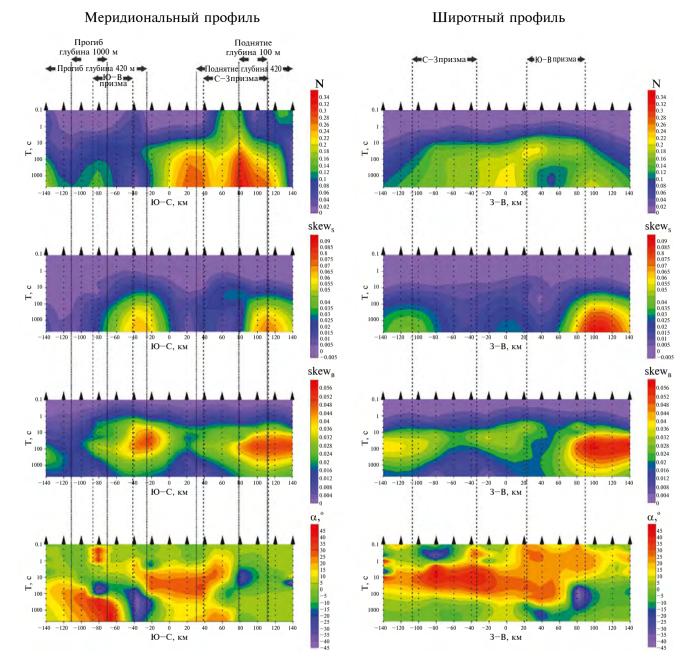


Рис. 10. Псевдоразрезы параметров N, skew_s, skew_в и α .

го тензора $[\Phi]$), формулы расчета приведены в работе [Бердичевский, Дмитриев, 2009].

Значения параметра неоднородности N свыше примерно 0.1 характеризуют существенные горизонтально-неоднородные эффекты, на наших профилях (рис. 10) такая ситуация наблюдается на периодах порядка 10 с и выше, эффекты усиливаются над поднятием фундамента и ослабевают над впадиной. Большие значения параметров асимметрии Свифта skew_s и Бара skew_в (свыше 0.1) характеризуют сильные трехмерные

эффекты, причем последний параметр свободен от влияния приповерхностных неоднородностей и выделяет именно глубинные трехмерные эффекты. В нашем случае трехмерные эффекты формально невелики и оба параметра, скорее всего, своими большим значениями обязаны близости замыканий (торцов) коровых призм. Однако, как мы видим из значений последнего параметра а, представляющего собой главное направление фазового тензора, то есть азимутальный угол, связанный с региональными структурами, простирание структур зачастую

составляет угол до 45° по отношению к профилю (что мы видели также на полярных диаграммах и индукционных стрелках) и существенно меняется с периодом и вдоль профилей.

ДВУХМЕРНАЯ ИНВЕРСИЯ С ПОМОЩЬЮ ПРОГРАММЫ ZONDMT2D

В рамках нашего исследования 2D-инверсия синтетических данных выполнялась с помощью программы ZondMT2D [Каминский, 2006]. Прямая задача в ней решается методом конечных элементов. При решении нелинейной обратной задачи используется метод Ньютона. Для получения устойчивого решения применяется регуляризация, обеспечивающая получение эквивалентной модели с максимально гладким распределением УЭС в разрезе. Для этого из реализованных в программе вариантов минимизируемого функционала был выбран вариант Оссат.

Нами было рассмотрено два перпендикулярных профиля, пересекающих центр модели: центральный меридиональный и центральный широтный. Первый проходит над центрами поднятия и впадины в рельефе фундамента, под вторым профилем глубина до фундамента не меняется. При этом профили получились не ориентированными вкрест глубинных структур, а пересекают их под разными углами. Каждый из профилей состоял из 15 точек зондирования.

Для инверсии использовались следующие компоненты синтетических МТ данных:

- главная компонента тензора импеданса, связанная с электрическим полем вдоль профиля, которая рассматривалась как поперечный импеданс Z^{\perp} ;
- главная компонента тензора импеданса, связанная с электрическим полем вкрест профиля, которая рассматривалась как продольный импеданс $Z^{||}$ (использовалась только ее фаза $\arg(Z^{||})$, поскольку модуль испытывал сильные гальванические искажения от неоднородностей в осадочном чехле);
- эффективный импеданс, который рассчитывался по всем компонентам тензора импеданса по известной формуле $Z_{\rm eff} = \sqrt{Z_{xx}\cdot Z_{yy} Z_{xy}\cdot Z_{yx}}$;
- компонента матрицы типпера, связанная с магнитным полем вдоль профиля, которая рассматривалась как существующая в 2D-среде компонента $W^{||}$.

При использовании эффективного импеданса фактически выполняется бимодальная инверсия, но главные направления тензора импеданса не привязываются к направлениям вдоль и вкрест профиля, а количество инвертируемых данных (значений) получается такое же, как при инверсии одного импеданса (поперечного или продольного).

Было выполнено большое количество вариантов инверсии, в статье приведены результаты некоторых из них. На первом этапе выполнялись раздельные инверсии компонент Z^{\perp} , $\arg(Z^{||})$ и Z_{eff} . На втором этапе к импедансной компоненте добавлялась компонента типпера W^{\parallel} , причем выполнялась как их параллельная инверсия с выбором весов методом проб и ошибок, так и последовательная инверсия.

Отдельно был проведен эксперимент с инверсией зашумленных импедансных данных. Случайный шум с нормальным распределением величиной 2, 5, 10 и 20% от амплитуды вносился в вещественную и мнимую части основных компонент тензора импеданса Z_{xy} и Z_{yx} . Для Z_{xx} использовался тот же шум, что и для Z_{xy} , а для Z_{yy} — тот же, что и для Z_{yx} . Далее эти данные загружались в программу 2D-инверсии тем же способом, что и незашумленные данные.

Основной стартовой моделью было однородное полупространство с УЭС 100 Ом·м, все приведенные ниже разрезы построены для этого случая. Также выполнялись инверсии с использованием в стартовой модели истинного фонового горизонтально-слоистого разреза. Причем он задавался слева и справа от профиля, а под ним стартовый разрез оставался однородным. Такой подход предлагался в статье [Бердичевский и др., 2010] (брать однородную зону, обрамленную нормальным разрезом). Но принципиальных улучшений это не дало и полученные разрезы для краткости не приводятся.

При построении регуляризированного решения обратной задачи важно выбрать оптимальное значение параметра регуляризации α , которое зависит от точности исходных данных. При высоком качестве полученных "измерений" для α использовалось фиксированное низкое значение — 0.01. При инверсии зашумленных данных по мере повышения уровня шума мы эмпирическим путем увеличивали значение α : 2% — 0.05; 5% — 0.2; 10% — 0.3 и 20% — 1. В случаях решения многокритериальной обратной задачи (при совместной инверсии компонент) применялся линейный поиск оптимального значения пара-

метра регуляризации. Из-за разности метрик различных компонент данных выбор значения с может играть ключевую роль для сходимости решения [Куликов и др., 2017].

Для вычислений потребовалось в среднем от 10 до 25 итераций. При использовании незашумленных данных примерно после пятой итерации RMS (среднеквадратическая невязка) опускалась ниже 0.01. Качество подбора фактически определялось по выдаваемым программой ZondMT2D псевдоразрезам невязок инвертируемых компонент данных. Как правило, при "среднем" качестве подбора значение практически во всех точках зондирования и на всех периодах не должно превышать 5%. При использовании

зашумленных данных этому критерию отвечают результаты с уровнем шума до 5%.

РЕЗУЛЬТАТЫ 2D-ИНВЕРСИИ

Результаты инверсий представлены в виде геоэлектрических разрезов: на рис. 11 — до глубины 5 км (осадочный чехол); на рис. 12 — рис. 15 — до глубины 100 км (включая коровые призмы и астеносферное поднятие).

Из рис. 11 видно, что вдоль центрального меридионального профиля по всем компонентам довольно хорошо восстановлены поднятие и прогиб кровли фундамента. Причем по данным TM моды, по Z^{\perp} , под прогибом в фундамен-

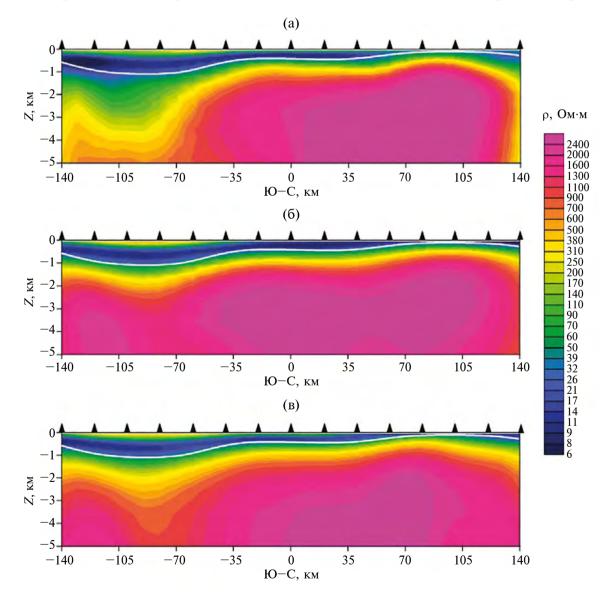


Рис. 11. Геоэлектрические разрезы до глубины 5 км вдоль центрального меридионального профиля по данным: (a) $-Z^{\scriptscriptstyle \perp}$; (б) $-\arg(Z^{\scriptscriptstyle ||})$; (в) $-\operatorname{совместно} Z^{\scriptscriptstyle \perp}$ и $W^{\scriptscriptstyle ||}$. Белая линия - истинное положение кровли фундамента.

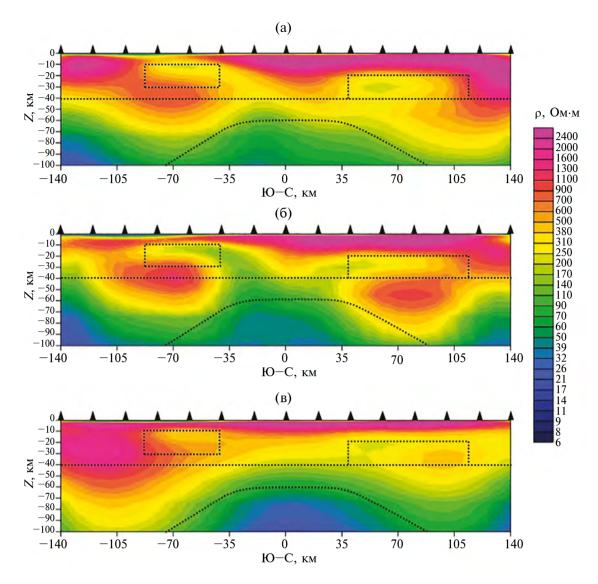


Рис. 12. Геоэлектрические разрезы до глубины 100 км вдоль центрального меридионального профиля по данным: (a) $-Z_{\rm eff}$; (b) $-Z^{\rm L}$; (b) $-\arg(Z^{\rm L})$. Пунктир — истинные границы.

те возникла ложная область средних значений УЭС (рис. 11а). При использовании данных ТЕ-моды, по $\arg(Z^{\parallel})$, фундамент получился лучше (рис. 11б). Подключение к данным ТМ-моды данных ТЕ-моды в виде W^{\parallel} также улучшает ситуацию (рис. 11в). Однако этот результат может быть частным случаем, поскольку известно, что глубина до высокоомного слоя под проводником в принципе неустойчиво определяется по всем электромагнитным данным.

На рис. 12 приведены глубинные разрезы по тому же меридиональному профилю. При использовании Z^{\perp} (рис. 126) выявлены коровые проводящие призмы, но их значения УЭС завышены (среднее значение 210 Ом·м вместо 30 Ом·м для юго-восточной призмы и 300 Ом·м

вместо 60 Ом м для северо-западной призмы). По бокам призм прослеживаются артефакты проводящие корни, примыкающие к кровле астеносферного поднятия. Более сглаженный и менее достоверный с точки зрения восстановления проводящих призм результат получен с применением $arg(Z^{\parallel})$ (рис. 12в). Границы северо-западной призмы получились сильно размытыми, а у юго-восточной значение УЭС сильно завышено (400-500 Ом⋅м). Наилучший результат получился по $Z_{\rm eff}$ (рис. 12a): хотя УЭС призм сильно завышены, они достаточно четко отделены от астеносферного поднятия. Само это поднятие неуверенно выделяется на всех разрезах, похожие проводящие зоны есть и по краям разрезов. Лучше всего мантийная часть восстановлена по $arg(Z^{\parallel})$, а хуже всего — по Z^{\perp} .

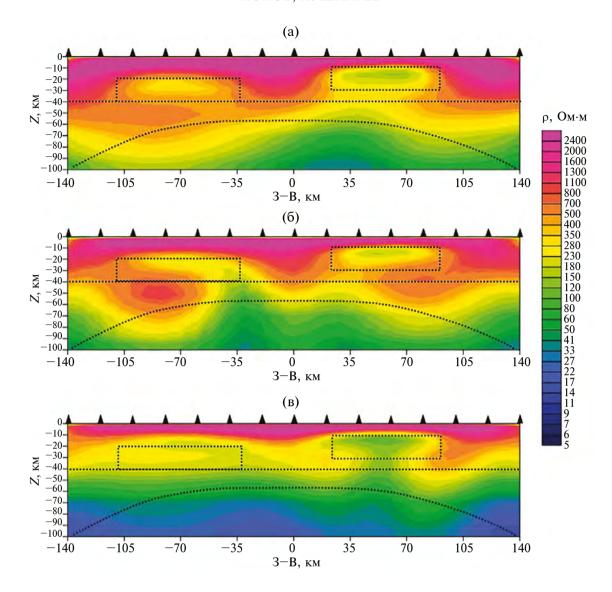


Рис. 13. Геоэлектрические разрезы до глубины 100 км вдоль центрального широтного профиля по данным: (a) $-Z_{\text{eff}}$; (б) $-Z^{\perp}$; (в) $-\arg(Z^{||})$. Пунктир — истинные границы.

Необходимо отметить, что в нашем случае точного восстановления параметров модели по 2D-инверсии нельзя ожидать, поскольку все глубинные проводящие структуры существенно ограничены по своей протяженности и ориентированы под острым углом к линии профиля. По последней причине используемые нами Z^{\parallel} и Z^{\parallel} не вполне соответствуют идеальным поперечному и продольному импедансам и более близки друг к другу, что обуславливает и существенную близость получаемых по ним разрезов.

На рис. 13 приведены аналогичные глубинные разрезы для центрального широтного профиля. Он проходит ближе к центру юго-восточной призмы, и она на всех разрезах по этому профилю получилась лучше. Наоборот, по от-

ношению к астеносферному поднятию данный профиль проходит скорее вдоль, чем поперек, и его увидеть на разрезах без подсказки трудно. В остальном результаты по широтному профилю похожи на относящиеся к меридиональному и подтверждают сделанные выводы.

Отметим, что при рассмотрении в качестве стартовой модели фонового слоистого разреза по бокам от профиля были получены похожие результаты, отличающиеся более завышенными УЭС коровых призм, но распределение УЭС в мантии, наоборот, оказалось в целом ближе к истинному.

На рис. 14 приведены некоторые глубинные разрезы, полученные при включении в инвер-

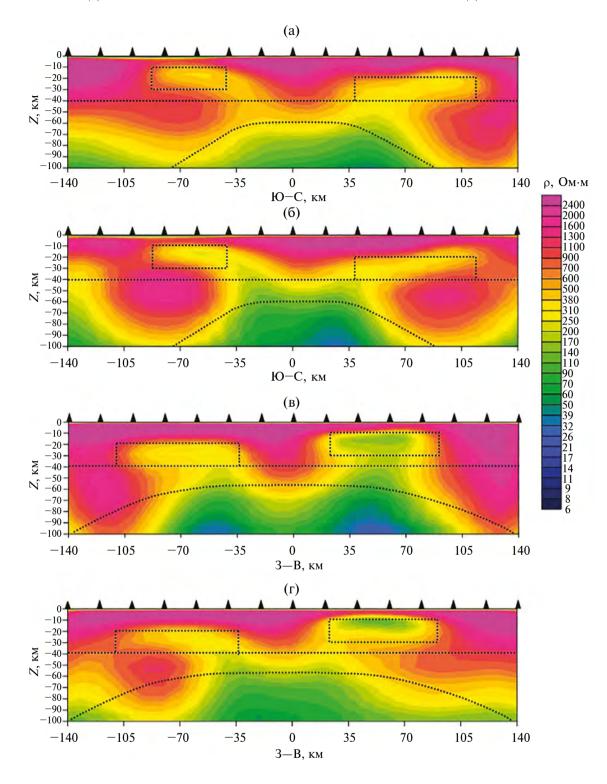


Рис. 14. Геоэлектрические разрезы до глубины 100 км вдоль центральных меридионального (а) и (б) и широтного (в) и (г) профилей по данным совместной инверсии: (а) и (в) — $Z_{\rm eff}$ и $W^{||}$; (б) и (г) — Z^{\perp} и $W^{||}$. Пунктир — истинные границы.

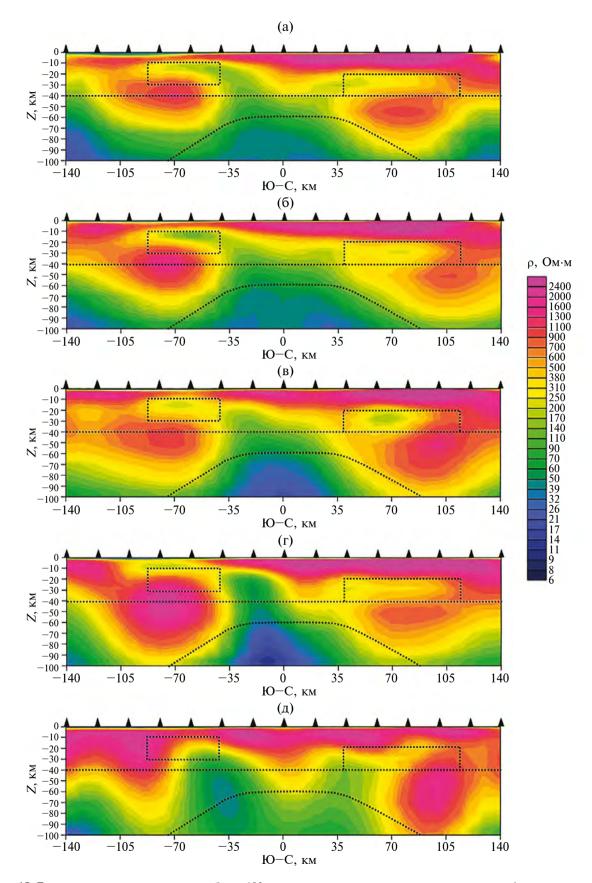


Рис. 15. Геоэлектрические разрезы до глубины 100 км вдоль центрального меридионального профиля по данным Z^{\perp} с разным уровнем шума: (a) -0%; (б) -2%; (в) -5%; (г) -10%; (д) -20%. Пунктиром показаны истинные границы.

сию дополнительно компоненты типпера W^{\parallel} . При наличии существенных трехмерных эффектов, которые мы можем наблюдать на картах полярных диаграмм и индукционных стрелок, это усложняет задачу инверсии. С другой стороны, использование характеристики, использующей только магнитное поле, может помочь оценить какие-то параметры разреза.

В случае меридионального профиля (рис. 14а и 14б) призмы стали еще менее выраженными и контрастными по УЭС, чем при использовании только импедансов. Но верхняя мантия на построенных разрезах в целом восстановлена лучше, кровля астеносферы стала ближе к истинному положению.

В случае широтного профиля (рис. 14в и 14г) с точки зрения восстановления проводящих призм наблюдается противоположная картина: их УЭС понижается относительно результатов, полученных только по импедансам. В особенности значительное снижение значений УЭС (средние значения в $120-150~{\rm OM\cdot M}$) мы наблюдаем у юго-восточной призмы для случая Z^{\perp} и W^{\parallel} (рис. 14г). Так же, как и в случае меридионального профиля, достовернее восста-

новлена верхняя мантия, а астеносферное поднятие лучше коррелирует с истинной границей.

Помимо параллельной инверсии импедансов и типпера, нами была выполнена и их последовательная инверсия. При этом геоэлектрическая модель, полученная по импедансу, служила стартовой для инверсии типпера, с помощью которой проводилось ее уточнение. В нашем случае результат получился принципиально не отличающимся от полученного при параллельной инверсии и для краткости он здесь не приводится.

Полученные в результате 2D-инверсий значения УЭС призм подытожены в табл. 1 и табл. 2. Здесь же указано, во сколько раз они завышены по сравнению с истинными значениями УЭС призм в исходной 3D-модели. Завышение имеет место во всех случаях и составляет в лучшем случае в 4 раза, достигая в отдельных случаях уровня в 15 раз. Причем для расположенной менее глубоко и более низкоомной юго-восточной призмы результат получился даже хуже. Особенно это заметно для меридионального профиля, на котором призма перекрыта проводящей осалочной впалиной.

Таблица 1. Значения УЭС юго-восточной призмы по результатам 2D-инверсий и их превышения над истинными значениями

| | | Юго-восточная призма, 30 Ом м | | | | | | |
|--------------------|--|-------------------------------|---------------------------------|--------------|---|---------------------------------|--|--|
| | | Меридиональный профиль | | | | | | |
| Превышение в N раз | | $arg(Z^{\parallel})$ | $Z^{\!\scriptscriptstyle\perp}$ | $Z_{ m eff}$ | $Z^{\scriptscriptstyle\perp}$ и $W^{\scriptscriptstyle\parallel}$ | $Z_{ m eff}$ и W^{\dagger} | | |
| | | 380-500 | 170-210 | 250-310 | 250-310 | 380-500 | | |
| 6 | | Широтный профиль | | | | | | |
| 9 | | $arg(Z^{\parallel})$ | $Z^{\!\scriptscriptstyle\perp}$ | $Z_{ m eff}$ | <i>Z</i> [⊥] и <i>W</i> [†] | $Z_{	ext{eff}}$ и W^{\dagger} | | |
| 15 | | 110-170 | 200-250 | 170-210 | 160-200 | 160-200 | | |

Таблица 2. Значения УЭС северо-западной призмы по результатам 2D-инверсий и их превышения над истинными значениями

| | | Северо—западная призма, 60 Ом⋅м | | | | | | |
|--------------------|--|---------------------------------|---------------------------------|--------------|---|--------------------------------|--|--|
| | | Меридиональный профиль | | | | | | |
| Превышение в N раз | | $arg(Z^{\parallel})$ | $Z^{\!\scriptscriptstyle\perp}$ | $Z_{ m eff}$ | <i>Z</i> [⊥] и <i>W</i> [∥] | $Z_{ m eff}$ и W^{\dagger} | | |
| | | 250-310 | 250-310 | 250-310 | 310-380 | 250-380 | | |
| 4 | | Широтный профиль | | | | | | |
| 5 | | $arg(Z^{\parallel})$ | $Z^{\!\scriptscriptstyle\perp}$ | $Z_{ m eff}$ | <i>Z</i> [⊥] и <i>W</i> [∥] | $Z_{ m eff}$ и W^{\parallel} | | |
| 6 | | 210-260 | 250-310 | 320-390 | 260-320 | 260-320 | | |

2D-ИНВЕРСИЯ ЗАШУМЛЕННЫХ ДАННЫХ

Наблюденные данные всегда содержат некоторый шум (помеху). Для учета этого фактора при инверсии синтетических данных можно добавить к ним случайную шумовую составляющую. Ее величина должна соответствовать характерному уровню наблюдаемого на практике шума, обычно оцениваемому по контрольным наблюдениям. Однако в МТЗ шум сильно зависит от интенсивности промышленных электромагнитных полей и может составлять от первых процентов до десятков процентов (от амплитуды импеданса). Чтобы оценить влияние величины шума на результаты инверсии, мы выполнили ряд соответствующих инверсий.

На рис. 15 приведены геоэлектрические разрезы, полученные по Z^{\perp} при разных величинах шума (разрез на рис. 15а совпадает с приведенным на рис. 12б). Отметим, что неразличимые приведенном масштабе антиклинальная и синклинальная структуры в осадочном чехле восстановились хорошо при всех уровнях шума вплоть до 20 %. При реконструкции проводящих призм и астеносферного поднятия адекватные результаты были получены до уровня шума в 10%, при этом закономерным образом получается все более сглаженный результат, качество разреза падает по мере усиления зашумления Z^{\perp} . При шуме 20% модель "распадается". Из частных особенностей полученных результатов отметим, что для случая шума 5% северо-западную призму удалось восстановить даже лучше, чем в случае шума 2%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы рассмотрели трехмерную геоэлектрическую модель, содержащую неоднородности на трех структурных этажах: в осадочном чехле, в высокоомной консолидированной коре и в верхней мантии. В результате решения прямой 3D-задачи были получены синтетические МТ данные. Анализ их чувствительности показал, что влияние геоэлектрических структур уменьшается в ряду: "поднятие и впадина кровли фундамента — коровые призмы — астеносферное поднятие".

Используя эти данные по двум профилям, центральным меридиональному и широтному, мы выполнили сглаживающую 2D-инверсию по программе ZondMT2D. Инверсия довольно точно восстановила структуру кровли фундамента, выделила обе проводящие призмы, хотя и с

существенно завышенными значениями УЭС. но не дала устойчивых образов астеносферного поднятия. Таким образом, был получен хороший количественный результат для верхнего структурного этажа, удовлетворительный качественный результат для среднего (локализация коровых объектов с некорректной оценкой их УЭС) и неудовлетворительный результат для нижнего структурного этажа. Подчеркнем, что все структуры имели ограниченное простирание и были вытянуты под разными острыми углами по отношению к линиям профилей. В этих условиях разные компоненты МТ данных (поперечный, продольный и эффективный импедансы, а также типпер) дали принципиально похожие результаты. Постепенное добавление к данным шума все большей интенсивности привело к получению все более размытых разрезов, и при уровне шума 20% более-менее достоверных образов глубинных структур не получилось.

Далее мы планируем выполнить 3D-инверсию синтетических МТ данных по тем же профилям и по площадной сети с использованием как основных, так и всех компонент тензора импеданса. Можно ожидать, что при этом удастся более точно восстановить параметры коровых аномалий и астеносферного поднятия.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 24-27-00147.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бердичевский М.Н., *Дмитриев В.И*. Модели и методы магнитотеллурики. М: Научный мир. 2009. 677 с.

Бердичевский М.Н., *Дмитриев В.И.*, *Жданов М.С.* Возможности и проблемы современной магнитотеллурики // Физика Земли. 2010. № 8. С. 4—11.

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастуцан В.В. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М: Диалог-МГУ. 1997. 161 с.

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

Дмитриев В.И. Электромагнитные поля в неоднородных средах. М: МГУ. 131 с.

Куликов В.А., Каминский А.Е., Яковлев А.Г. Совместная двумерная инверсия данных электротомографии и аудиомагнитотеллурических зондирований при решении рудных задач. Записки Горного института. 2017. Т. 223. С. 9—19.

Каминский А.Е. Программа интерпретации магнитотеллурических зондирований ZondMT2d. Руководство пользователя. СПб.: Zond Software. 2006. 22 с.

Новожинский К., *Пушкарев П.Ю*. Анализ эффективности программ для двумерной инверсии магнитотеллурических данных // Физика Земли. 2001. № 6. С. 72—85.

Попов Д.Д., Пушкарев П.Ю. Чувствительность магнитотеллурических зондирований к типичным аномалиям электропроводности в тектоносфере // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 134—143.

DeGroot-Hedlin C., *Constable S.* Occam's inversion to generate smooth two-dimensional models from magnetotelluric data // Geophysics. 1990. V. 55. № 12. P. 1613–1624.

Jones F.W., Price A.T. The perturbations of alternating geomagnetic fields by conductivity anomalies // Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 1970. V. 20. P. 317–334.

Jupp D.L.B., *Vozoff K*. Two-dimensional magnetotelluric inversion // Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 1977. V. 50. P. 333–352.

Mackie R.L., Madden T.R., Wannamaker P.E. Three-dimensional magnetotelluric modeling using difference equations — theory and comparison to integral equation solutions // Geophysics. 1993. V. 58. P. 215–226.

Rodi W., *Mackie R.L.* Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion // Geophysics. 2001. V. 66. P. 174–187.

Siripunvaraporn W., Egbert G. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data // Geophysics. 2000. V. 65. \mathbb{N}_2 3. P. 791–803.

Two-Dimensional Inversion of Magnetotelluric Data in the Study of Three-Dimensional Media

D. D. Popov^{a,*} and P. Yu. Pushkarev^{a, **}

^aFaculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia *e-mail: crossbrian97@mail.ru **e-mail: pavel pushkarev@list.ru

Received March 22, 2024; revised July 4, 2024; accepted July 19, 2024

Abstract — A three-dimensional geoelectric model of the tectonosphere has been constructed, containing typical geoelectric heterogeneities at three structural levels: the uplift and depression of the basement roof, conductive prisms in the consolidated crust, and the asthenospheric uplift in the upper mantle. Synthetic magnetotelluric data have been calculated and their sensitivity to geoelectric structures has been analyzed. A two-dimensional smoothing inversion of the synthetic data has been performed along two perpendicular profiles. Despite significant three-dimensional effects, the position of the basement roof has been reconstructed quite accurately in the obtained sections, rough images of crustal structures have been obtained, and the mantle structure is poorly resolved. The influence of random noise of various levels on the inversion results has been estimated. In the future, a three-dimensional inversion of the synthetic data is planned.

Keywords: magnetotelluric sounding, geoelectric model, synthetic data, two-dimensional inversion