

УДК 550.372

ВЛИЯНИЕ УСТУПООБРАЗНОГО ГОРНОГО РЕЛЬЕФА НА РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

© 2025 г. В. В. Белявский

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

**E-mail: victor.belyavsky@list.ru*

Поступила в редакцию 05.06.2024 г.

После доработки 11.08.2024 г.

Принята к публикации 15.08.2024 г.

Задачей проведенных исследований являлась оценка влияния рельефа, заданного в виде системы крутых уступов, на кривые кажущегося сопротивления и определяемые по ним параметры геоэлектрических разрезов при магнитотеллурических наблюдениях. Она решалась с помощью трехмерного математического моделирования магнитотеллурических полей конечно-разностным методом программой Maxwellf. Анализировались зависимости кривых и результаты их одномерной инверсии от параметров блоков, составляющих двумерные и трехмерные модели. Оценивались искажения, смещающие инвариантные кривые кажущегося сопротивления, рассчитанные на ступенях лестницы, от кривых МТЗ, замеренных на плоской границе земля–воздух. При этом геоэлектрические параметры блоков, расположенных под плоской границей раздела, равны задаваемым под моделью с рельефом. Решить проблему построения геоэлектрических моделей в условиях ступенчатого изменения рельефа местности можно с помощью трехмерного математического моделирования кривых кажущегося сопротивления, скорректированных нормализующими коэффициентами, учитывающими переход к 3D-модели с плоской границей земля–воздух. Однако они зависят от периода вариаций. В силу этого целесообразнее оценить использование программ трехмерной инверсии, включающие топографию местности в стартовые трехмерные модели. Перед проведением этой процедуры необходимо знать, какие могут быть смещения кривых кажущегося сопротивления при недоучете влияния на них рельефа и отклонений, получаемых при их инверсии, геоэлектрических параметров разрезов от тестовых моделей.

Ключевые слова: магнитотеллурическое зондирование, геоэлектрические разрезы, рельеф местности, коэффициенты искажения.

DOI: 10.31857/S0002333725030072, **EDN:** FFBYBK

ВВЕДЕНИЕ

В Центре геоэлектромагнитных исследований (ЦГЭМИ) ИФЗ РАН в течение длительного времени ведется интерпретация данных магнитотеллурических (МТ) зондирований в пределах Тибетского плато и прилегающих к нему территорий Китая, Индии и Вьетнама [Варенцов, Бай, 2014; Varentsov et al., 2019; Варенцов и др., 2024]. Перепад высот в пунктах МТ наблюдений на профиле ЕНС-3, меридионально секущем Тибет, превышал 5 километров на расстоянии ме-

нее 150 км [Варенцов, Бай, 2014]. В этом случае при решении задачи 2D-инверсии МТ данных приходилось явно учитывать рельеф в получаемой геоэлектрической модели. Напротив, в работе [Варенцов и др., 2024] в ходе 2D-инверсии на профиле ЕНС-1 в провинции Юннань менее резкие изменения рельефа в пределах до 2–3 км не учитывались. При интерпретации зондирований в высокогорных регионах становится весьма актуальной потребность в модельных исследованиях влияния рельефа на различные компоненты МТ данных.

Учет влияния рельефа дневной поверхности на результаты магнитотеллурического зондирования (МТЗ) рассматривался с конца прошлого столетия в статьях [Berdichevsky et al., 1989; Jirasek, 1990; и др.]. В этих и более поздних работах по двумерному и трехмерному математическому моделированию показано, что при относительно крутых углах наклона рельефа местности необходимо учитывать его влияние на кривые МТЗ. С этой целью оценивалась матрица искажения $[D^Z]$ и проводилась коррекция данных МТ перед их инверсией. Она определялась из соотношения $E(f,r)^D = D(f,y)^Z E(f,r)^N$, где $E(f,r)^D$ — электрическое поле, осложненное топографией, а $E(f,r)^N$ — поле на плоской дневной поверхности земля–воздух. При слабых магнитных аномалиях от рельефа местности нормализованный импеданс $Z(f,y)^N = Z(f,y)^D / D(f,y)^Z$.

При втором подходе топография явно включается в модель и используется при решении задачи 2D-инверсии [Varentsov, 2015; Tyagi et al., 2019], при этом в последней работе используется преимущество моделирования методом конечных элементов, допускающим использование треугольных ячеек при описании рельефа. В работе [Kumar, Manglik, 2011] для профиля МТЗ в Гималаях показано, что влияние роста амплитуды поднятий до 3 км на расстоянии 140 км незаметно на результатах 2D-интерпретации МТ данных на глубинах до 10 км. В более поздней работе [Kumar et al., 2021] результаты исследований показали, что в Гималайском регионе Гарвал, при перепаде высот до 4 км на расстоянии 250 км, необходима 3D-инверсия МТ данных, скорректированных на влияние топографии. В задаче 2D-инверсии [Kumar et al., 2022] исходные МТ данные корректировались с использованием матрицы искажений $D(f,y,x)$ от 3D-рельефа. Далее они инвертировались в 2D-модели с плоской поверхностью наблюдения как раздельно для данных ТЕ и ТМ мод, так и совместно.

Опыты, проведенные по 3D-инверсии экспериментальных кривых МТЗ на горе Токачидаке (Хоккайдо, Япония), показали, что модель лучше разрешается при трехмерной инверсии МТ данных размещенных на рельефе [Tanaka et al., 2021]. Предлагается также топографические гальванические искажения учитывать с помощью метода фазового тензора и типпера,

инвертированием МТ данных, скорректированных матрицей искажения D^Z , позволяющей перейти к плоской поверхности $Z = 0$ км [Tyagi et al., 2019].

Из приведенного обзора видно, как меняется подход к учету рельефа на различных площадях и с накоплением данных по построению геоэлектрических разрезов. В настоящей статье для Брахмапутрской впадины и ее обрамления Транс-Гималайским хребтом проведено численное трехмерное математическое моделирование, позволяющее получить представление о влиянии уступообразного изменения рельефа (рис. 1) на кривые кажущегося сопротивления. Для лучшего понимания результатов 3D-моделирования проведена одномерная инверсии максимальных и минимальных модельных импедансов индукции Z^{mxH} и Z^{mnH} [Counil et al., 1986], прошедших апробацию в ряде регионов Евразийского складчатого пояса [Белявский, 2007].

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ ПОД СТУПЕНЯМИ УСТУПОВ

За основу рассматриваемых моделей взята система уступов высокоомных пород, аппроксимирующих обрамление долины р. Брахмапутра, где наблюдается изменение рельефа с 5000 м на Транс-Гималайском хребте до 200 м в Индостанской низменности (рис. 1). На фоне двумерной (2DT1) модели “лестницы” с изменяющимися параметрами ее уступов и электрическим сопротивлением осадочного чехла $\rho_{sd} = \rho_{cr}$ у коровых пластов и фоновому $\rho_{sd} = \rho_f = 2000$ Ом·м (рис. 2) задавалась серия 2D- и 3D-моделей, в которых изменялись перечисленные выше УЭС слоев. На глубине $Z_m = 5$ км в трехмерных моделях 3DT3–3DT4а расположена впадина шириною 80 км протяженностью 200 км. Ее чехол с $\rho_{sd} = 10$ Ом·м имеет мощность $\Delta Z_{sd} = 2–3$ км. На глубинах $Z_{cr} = 20, 55$ или 70 км задавались слои с $\rho_{cr} = 10$ Ом·м и мощностью $\Delta Z_{cr} = 10$ км, а на глубине $Z_{as} = 300$ км астеносфера с $\rho_{as} = 1–10$ Ом·м (рис. 2). В 2D- и 3D-моделях проводящие коровые пласты и чехлы, перекрывающие впадины и ступени “лестниц”, имеют $\rho_{cr} = \rho_{sd} = 10$ Ом·м.

Магнитотеллурические поля рассчитывались конечно-разностным методом при 70000 итера-

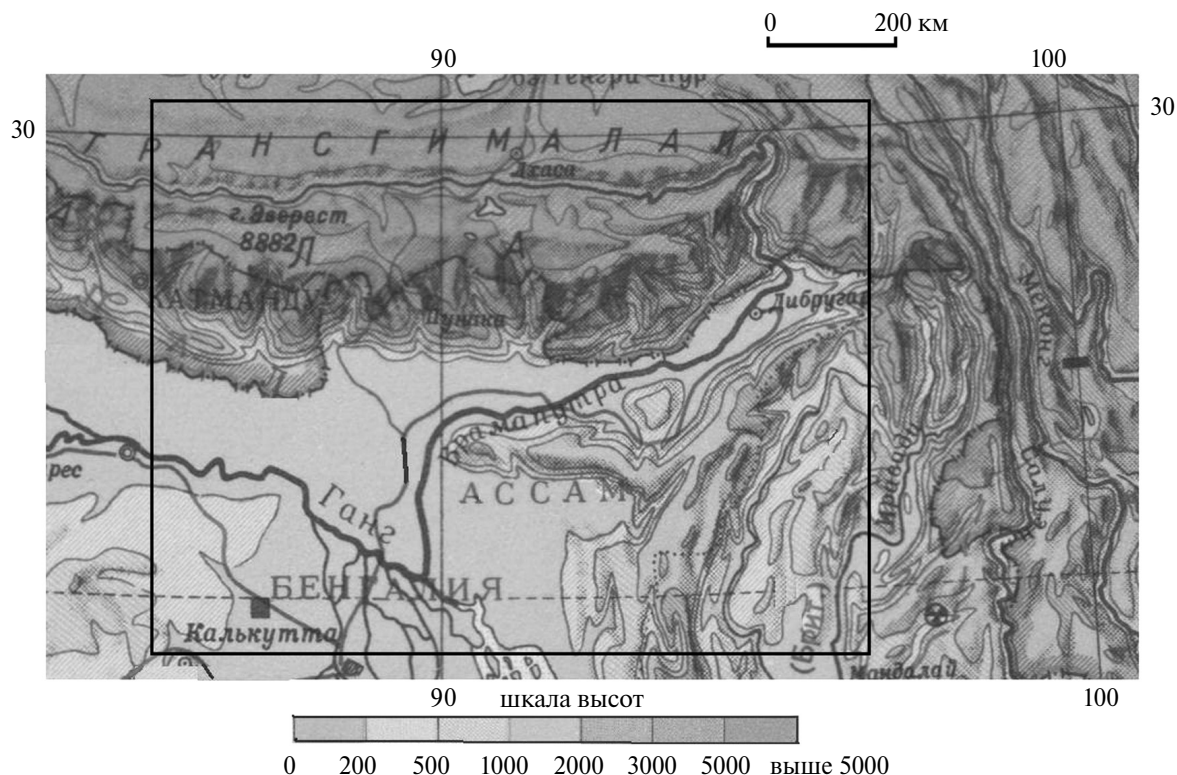


Рис. 1. Фрагмент карты рельефа местности в окрестности Брахмапутрской впадины. Прямоугольником выделена область проведения трехмерного моделирования.

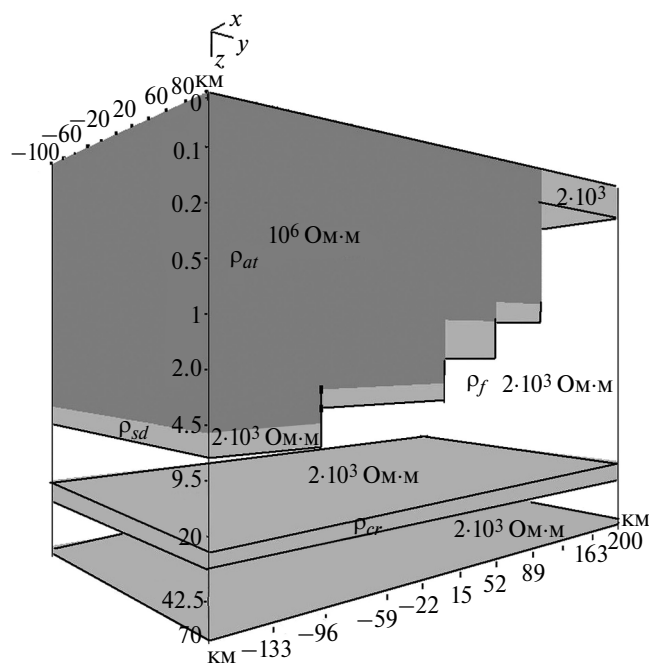


Рис. 2. Двумерные модели: 2DT1 с УЭС осадочно-го чехла на ступенях лестницы $\rho_{sd} = \rho_f = 2000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ и коровым слоем с $\rho_{cr} = \rho_f$; 2DT2, 2DT46 со слоями на глубинах $Z_{cr} = 20, 70 \text{ км}$ с $\rho_{cr} = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. В модель 2DT46 на ее ступенях заданы чехлы с $\rho_{sd} = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. В 2D-, 3D-моделях ось Y ориентирована на северо-восток, а ось X — на юго-восток.

циях, на 3D-сетках, отвечающих требованиям программы Maxwell [Druskin, Knizhnerman, 1994], основанной на итерационном подходе решения уравнений Максвелла с помощью метода Ланцоша. Возможность картирования проводящих пластов под погружающимися модельными блоками “лестницы” рассматривалась по кривым кажущегося сопротивления и с оценкой зависимости распределения их 1D-инверсионных значений $\rho_{in}(H_{in})$ [Белявский, Сухой, 2004] от числа итераций, размеров сетки, удельного сопротивления нижних ярусов атмосферы (ρ_{at}).

Программа 1D-инверсии кривых МТЗ основана на решении обратной МТ задачи методом подбора кривых $\rho_k(v)$ к исходной $\rho(v)$ с помощью процедур:

1) ввода данных о главных значениях матрицы импеданса или ее инвариантов в точках наблюдения на профиле МТЗ и интерполяция этих данных на соответствующую рабочую геометрическую шкалу частот — v ;

2) выполнения сглаживания кубическим сплайном кажущегося сопротивления и фазы импеданса;

3) построения стартовой модели с помощью трансформации Молочнова по расчету кривых $\rho_m(v)$ и глубины проникновения поля $H_m(v)$ на соответствующей частотной сетке;

4) расчет по формуле Ваньяна–Липской кривых кажущегося сопротивления $\rho_k(v)$ для зависимости $\rho_m(v)$ от $H_m(v)$;

5) исправления на каждой частоте значений УЭС слоев с помощью коэффициента, учитывающего отклонение рассчитанной кривой $\rho_k(v)$ от исходной $\rho(v)$;

6) внесение коррекции в функцию $\rho_m(v)$ и расчет для новой модели кривой $\rho_k(v)$ по формуле Ваньяна–Липской [Бердичевский, Дмитриев, 2009].

Стабилизация решения достигается за счет задания ограничений на изменение $\rho(H)$ в получаемом разрезе и последующего сплайн-сглаживания. Количество итераций выбирается опытным путем (обычно не превышает 30–40). Относительная погрешность 1D-инверсии (по частотам отклонения исходной кривой $\rho(v)$ от результирующей $\rho_k(v)$) редко превышает 2%. Это происходит на частотах, где наблюдаются резкие экстремальные отскоки $\rho_k(v)$ или кривые МТЗ имеют восходящие или нисходящие ветви, идущие под углами свыше 63° , не отвечающими горизонтально-слоистому разрезу. Эти кривые не исключались при дальнейшей 2D-, 3D-интерпретации МТ данных.

Рассматриваемые типы 2D-моделей

Типы 2D-моделей с $\rho_f = 2000$ Ом·м:

– 2DT1 без проводящих слоев в литосфере и чехлах “лестницы” (рис. 2, рис. 3);

– 2DT2 со слоями с $\rho_{cr} = 10$ Ом·м на глубинах $Z_{cr} = 20$ и 55 км, заданными в модели 2DT1 (рис. 5а, 5б);

– 2DT46 со слоями с $\rho_{cr} = 10$ Ом·м на глубинах $Z_{cr} = 20$ км и 70 км модели 2DT1 и чехлом с $\rho_{sd} = 10$ Ом·м на ступенях “лестницы” (рис. 10а).

В модели 2DT1 блоки с $\rho_f = 2000$ Ом·м контактируют с атмосферой ($\rho_{at} = 10^6$ Ом·м) и погружаются пятью ступенями от Гималайского плато с $Z_{pl} = 0.04$ км до глубины $Z_{sd} = 5$ км (рис. 2, рис. 3а). На глубине $Z_{as} = 300$ км расположена астеносфера с $\rho_{as} = 1$ Ом·м. Для этих глубин

на периодах $T < 100$ с кривые кажущегося сопротивления ρ^{mxH} ориентированы в основном по оси Y (на север), а на $T > 100$ с только в точках моделирования (т.м.): 25, 85 и 95.

При их одномерной инверсии или кривых ρ^{xy} (рис. 3б) значения $\rho_{in}(H_{in})$ до глубин $H_{in} \approx 150$ км близки к фоновым ρ_f . Астеносфера начинает проявляться с $\rho_{in} < 60$ Ом·м на глубинах $H_{in} > 200$ км (рис. 3б; рис. 4а). В т.м. 35, где уступы смещены по оси Z на 2 км, кривая $\rho^{yx} = \rho^\perp$ вдвое превышает медианное значение ρ^{yx} в группе конформных $\rho^\perp$ (рис. 4а), но типпер $|W| < 0.03$ (рис. 3в).

Модель 2DT2 на глубинах $Z_{cr} = 20$ км и 70 км содержит проводящие пласты с $\rho_{cr} = 10$ Ом·м (рис. 5а). Нисходящие ветви кривых ρ^{xy} и ρ^{yx} в этой модели сливаются (рис. 4б, 4в), показывая на присутствие проводящего основания на глубинах $H_{in} > 15$ –25 км. При 1D-инверсии кривых ρ^{xy} или ρ^{yx} (рис. 5б) аномалии с $\rho_{in} < 10$ –40 Ом·м экранируют нижние части разреза. Максимальная норма типпера [Бердичевский, Дмитриев, 2009] $|W| = \sqrt{|W_{zx}|^2 + |W_{zy}|^2} = 0.13$ в т.м. 35 связа-

на с высотой ступени “лестницы” — $\Delta Z_m = 2$ км.

Типы 3D-моделей

В модели 3DT3 ($\rho_f = 5000$ Ом·м) чехлы с $\rho_{sd} = 10$ Ом·м расположены на ступенях “лестницы” модели 2DT2 и на глубине $Z_m = 5$ км во впадине мощностью $\Delta Z_{sd} = 2$ км, протягивающейся в интервалах $-40 < X < 40$ км и $-350 < Y < -100$ км (рис. 6, рис. 7а, 7в). Ступени “лестницы” погружаются от $Z_m = 0.04$ км ($Y = 115$ км) и до $Z_m = 5$ км ($Y = -100$ км). На глубинах $Z_{cr} = 20$ км и 70 км заданы слои с $\rho_{cr} = 10$ Ом·м, а на $Z_{as} = 300$ км астеносфера с $\rho_{as} = 1$ Ом·м. Модель 3DT3а ($\rho_f = 2000$ Ом·м) характеризуется плоской границей раздела земля–воздух в 3DT3 (рис. 7д).

В модели 3DT4а ($\rho_f = 2000$ Ом·м) блок, аппроксимирующий впадину, в отличие от модели 3DT3, на глубине $Z_{sd} = 5$ км имеет чехол с $\Delta Z_{sd} = 3$ км (т.м. 5 — 25), а на ее бортах с $\Delta Z_{sd} = 2$ км (т.м. 3–23 и 7–73, рис. 11а). Проводящие слои расположены на глубинах $Z_{cr} = 20$ км и 70 км. Модель 2DT46 ($\rho_f = 2000$ Ом·м) это 3DT4а, в которой чехол с $\Delta Z_{sd} = 3$ км под нижней ступенью лестницы заменен на $\Delta Z_{sd} = 2$ км (рис. 10а, рис. 11а).

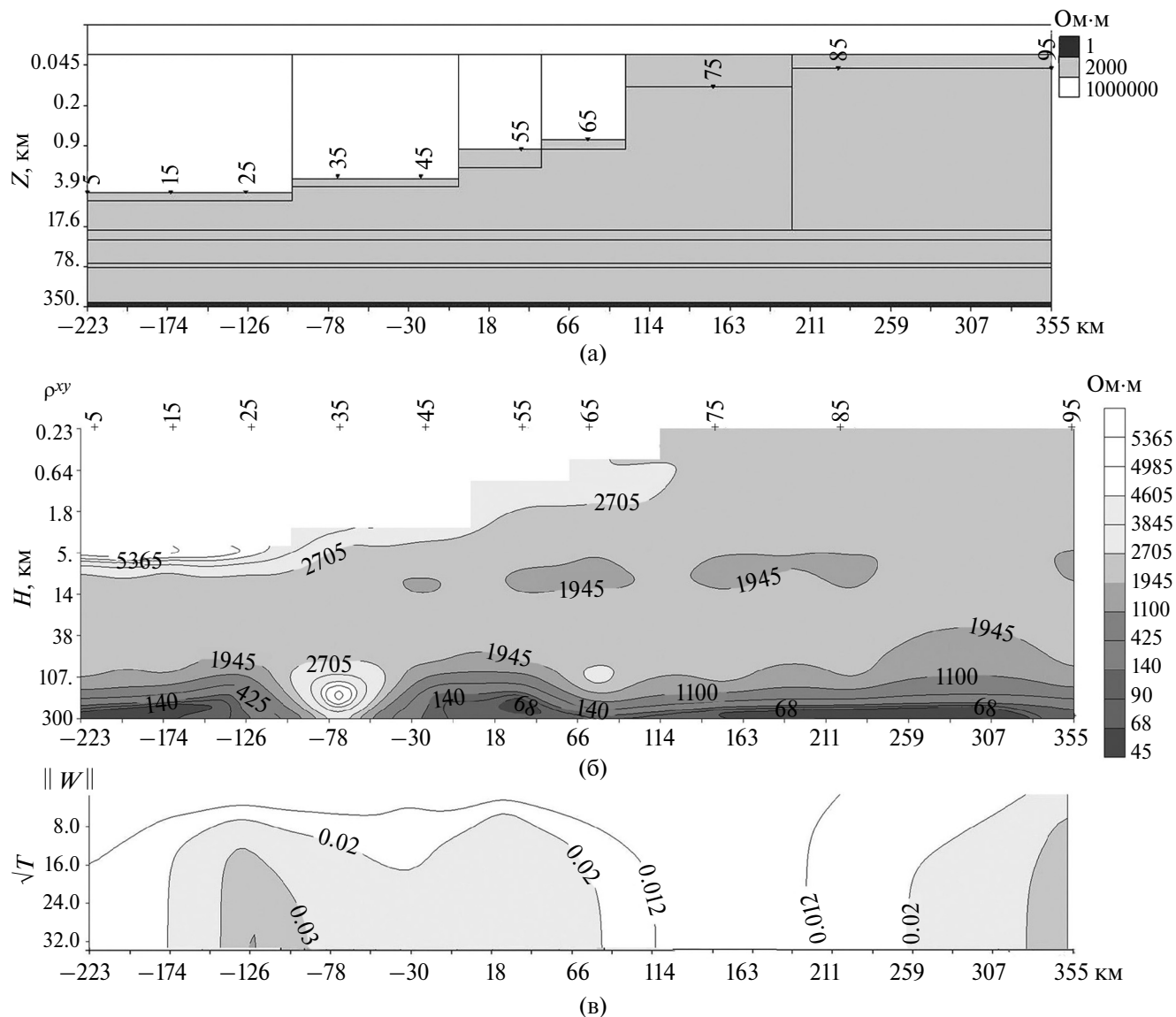


Рис. 3. (а) — Сечение модели 2DT1 вдоль пр. 5зу; (б) — разрез 1D-инверсии — $\rho_{in}(H_{in})$ кривых $\rho^{xy} = \rho^{\perp}$; (в) — псевдо-разрез нормы типпера $|W|$ на пр. 5зу. Справа — шкалы сопротивлений ρ_m и $\rho_{in}(H_{in})$. Сверху — точки моделирования (т.м.) МТ полей.

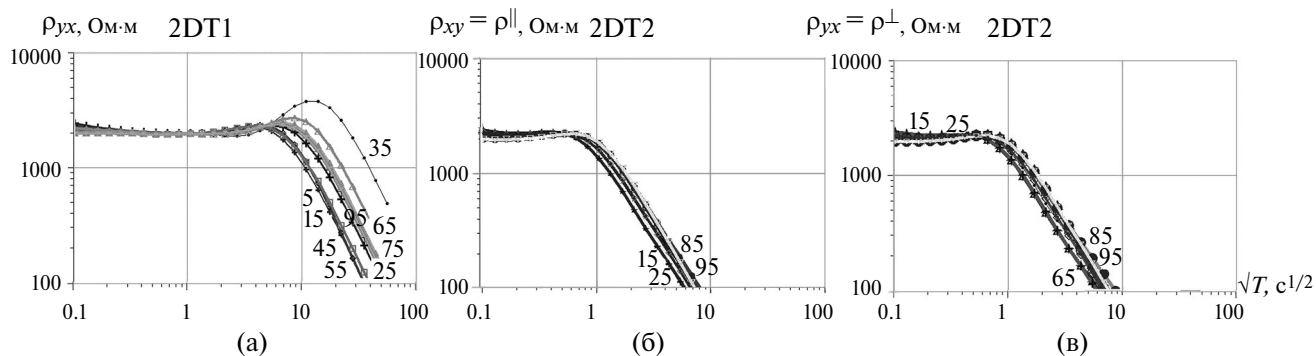


Рис. 4. Кривые кажущегося сопротивления $\rho^{yx} = \rho^{\perp}$, $\rho^{xy} = \rho^{\parallel}$ на пр. 5зу моделей 2DT1 (а) и 2DT2 (б), (в).

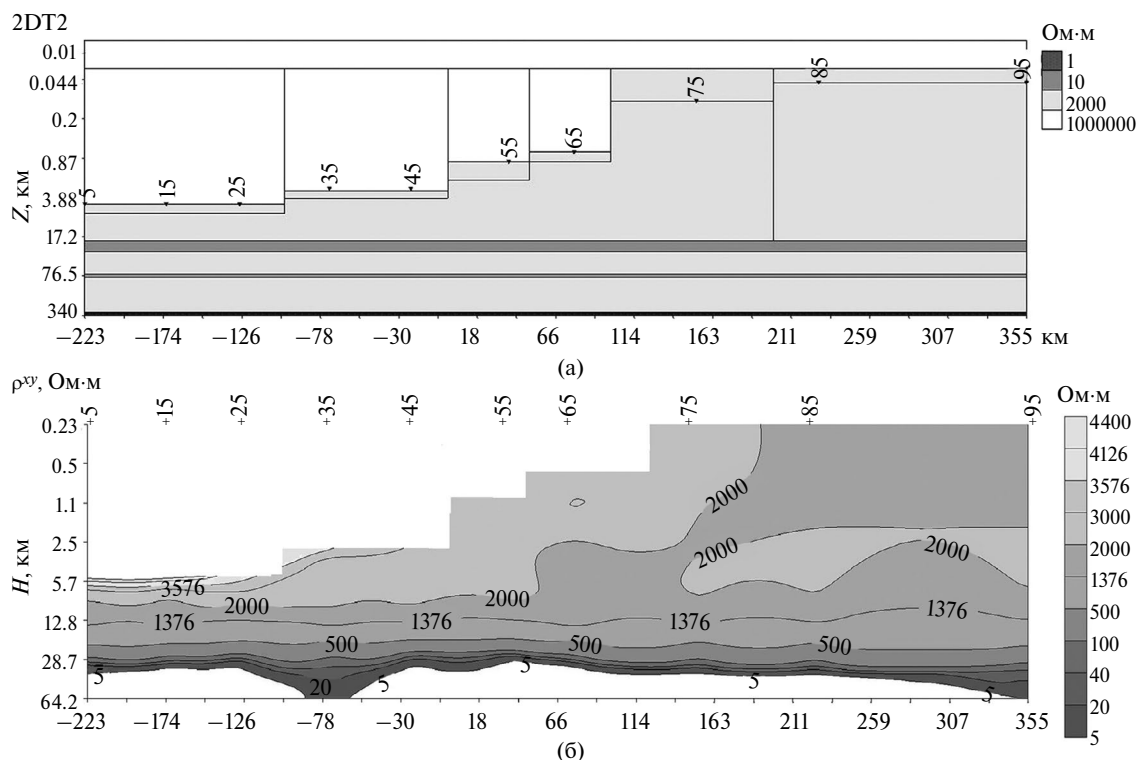


Рис. 5. (а) — Сечение модели 2DT2 (пр. 5zy); (б) — результаты 1D-инверсии кривых ρ_{xy} . Справа — шкалы сопротивлений ρ_m и ρ_{in} , слева глубины Z_m и H_{in} . Под разрезом $\rho_{in}(H_{in})$ видна область отсутствия информации о $\rho_{in}(H_{in})$.

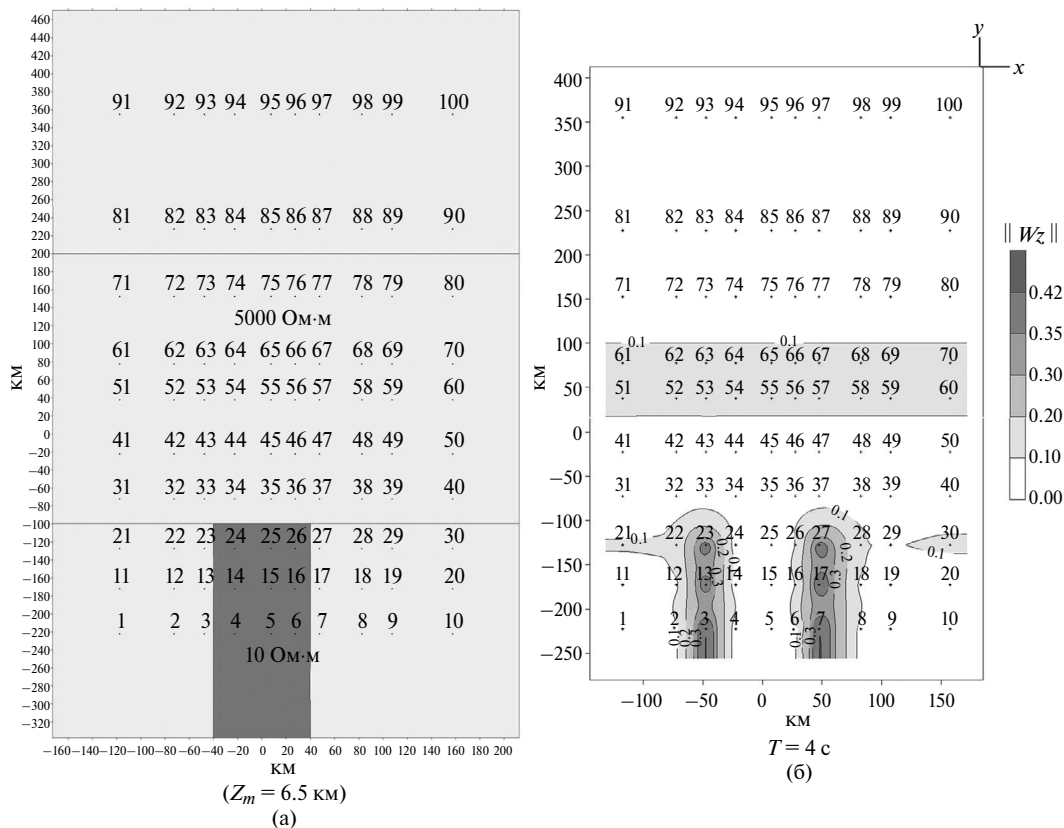


Рис. 6. (а) — Сечение модели 3DT3 на уровне $Z_m = 6.5$ км и номера точек моделирования МТ полей (т.м.). Учелла впадины $\rho_{sd} = 10$ Ом·м, фоновое $\rho_f = 5000$ Ом·м; (б) — распределение нормы типпера $\|W_z\|$ на периоде $T = 4$ с.

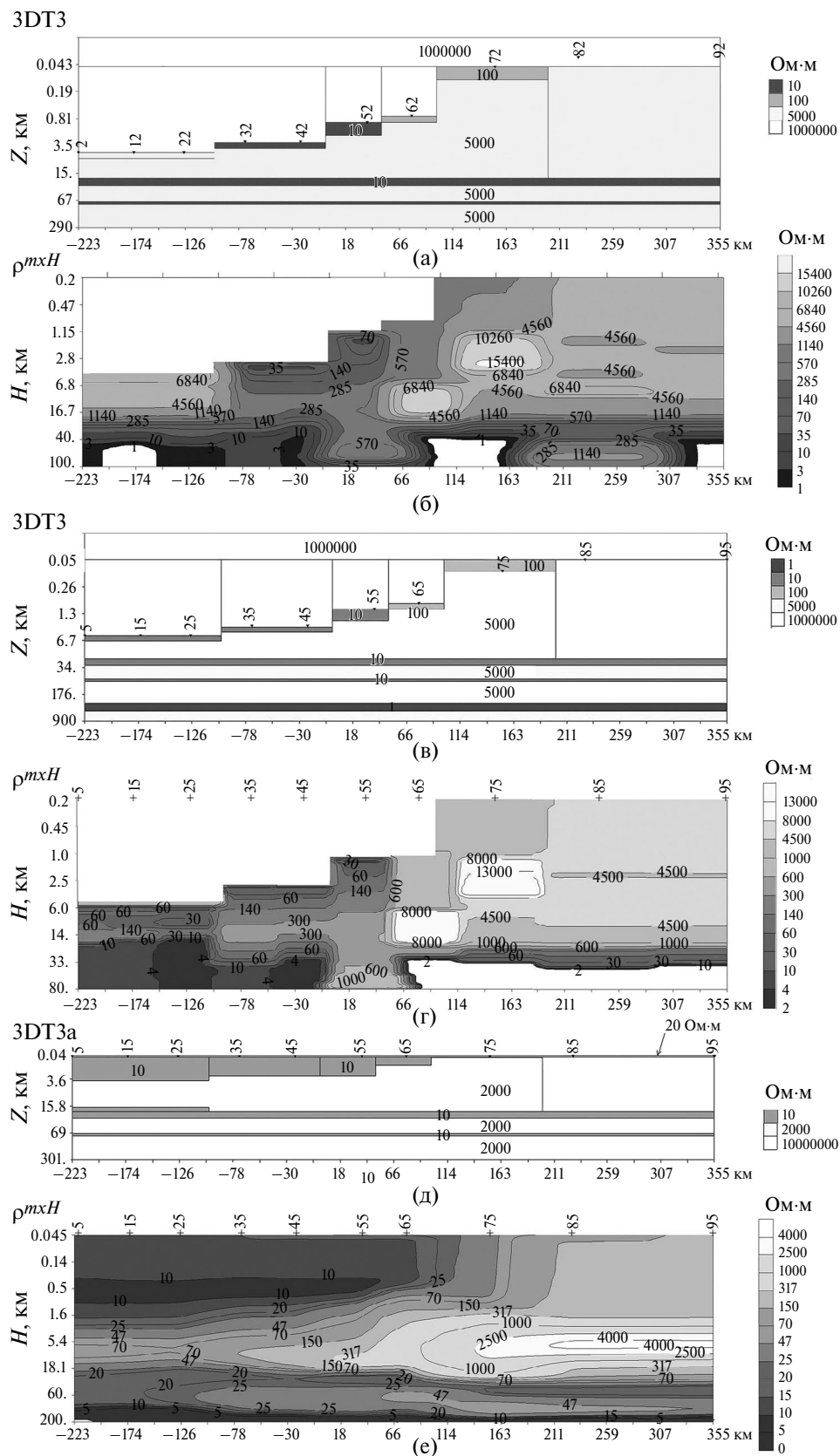


Рис. 7. Сечения по пр. 2 zu (а), пр. 5zu (в) модели 3DT3 и 3D-модели 3DT3а (д). Результаты 1D-инверсии кривых ρ_{mxH} в моделях: (б), (г) — 3DT3 ($\rho_f = 5000$ Ом·м); (е) — 3DT3а ($\rho_f = 2000$ Ом·м). Справа — шкалы ρ_m и ρ_{in} ; сверху — точки моделирования. Положение впадины — на рис. 6а.

Результаты моделирования и одномерной инверсии

На геоэлектрических разрезах $\rho_{in}(H_{in})$ 1D-инверсии кривых ρ^{mxH} модели 3DT3 ($\rho_f = 5000$ Ом·м) проводящий слой на глубине 20 км выделяется на $H_{in} = 15$ —20 км, а слой на $Z_{cr} = 70$ км экранируется верхними низкоомными пластами и виден на разрезах $\rho_{in}(H_{in})$ фрагментарно (рис. 7б, 7г). Уменьшение ρ_f до 2000 Ом·м (модель 3DT4а) увеличивает глубже 30 км отклонение $\rho_{in}(H_{in})$ от $\rho_m(H_m)$ (рис. 10в).

В модели с плоской границей земля—воздух 3DT3а (рис. 7д) низкоомные слои на глубинах 20 и 70 км картируются кривыми ρ^{mxH} в т.м., распо-

ложенными во впадине, а в т.м. на плато их инверсионные значения $H_{in} > H_m$ и $\rho_{in} < 10$ Ом·м (рис. 7е). Конформные кривые ρ^{mxH} на периодах $T > 100$ в т.м. 45—95 и т.м. 5—25 с расходятся между собою не более чем на 20% (рис. 8в). Близкая ситуация наблюдается и при расположении т.м. на плоскости $Z_1 = 0$ км в модели с сопротивлением $\rho_f = 5000$ Ом·м.

Одномерная инверсия кривых ρ^{mxH} (рис. 9а) в модели 3DT4а формирует разрезы $\rho_{in}(H_{in})$ (рис. 10в, рис. 11б), существенно отличающиеся от полученных, при переходе к модели 3DT4в с плоской границей раздела земля—воздух (рис. 11в, 11г). В ней 1D-инверсия кривых ρ^{mxH}

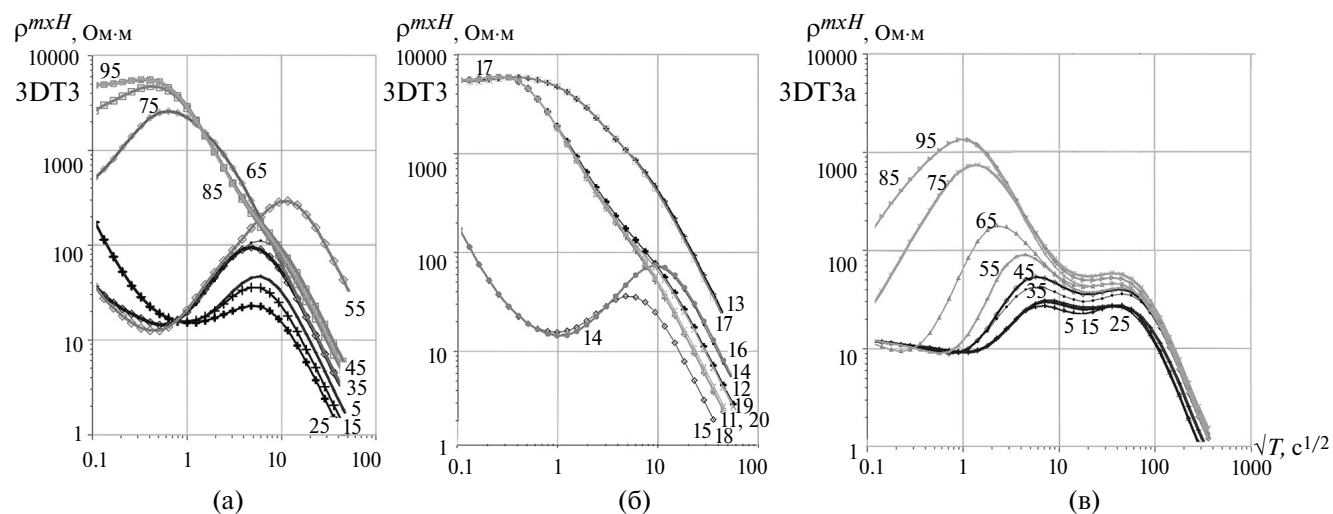


Рис. 8. Кривые ρ^{mxH} на пр. 5зу и пр. 2зх моделей: (а), (б) — “лестница” 3DT3, $\rho_f = 5000$ Ом·м (рис. 6, рис. 7в); (в) — с плоской границей раздела земля—воздух модели в модели 3DT3а с $\rho_f = 2000$ Ом·м (рис. 7д).

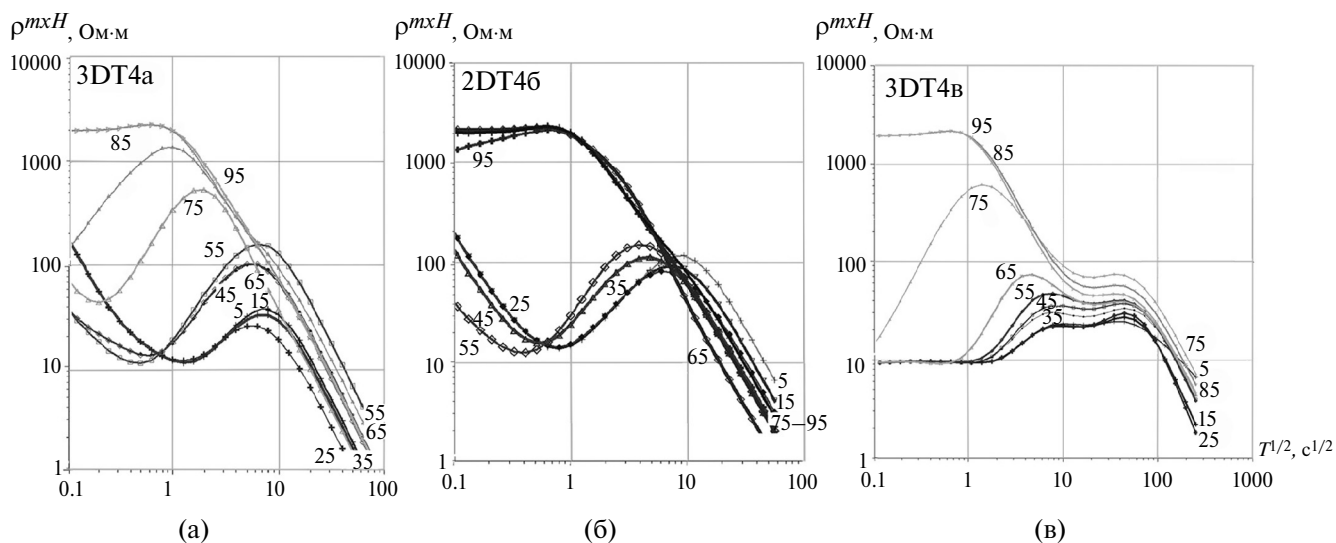


Рис. 9. Кривые ρ^{mxH} (пр. 5зу) моделей: (а) — 3DT4а; (б) — 2DT4б, во впадине $\Delta Z_{sd} = 2$ км; (в) — 3DT4в с плоской границей раздела земля—воздух, с $\Delta Z_{sd} = 3$ км за пределами впадины и с $\Delta Z_{sd} = 4$ км во впадине.

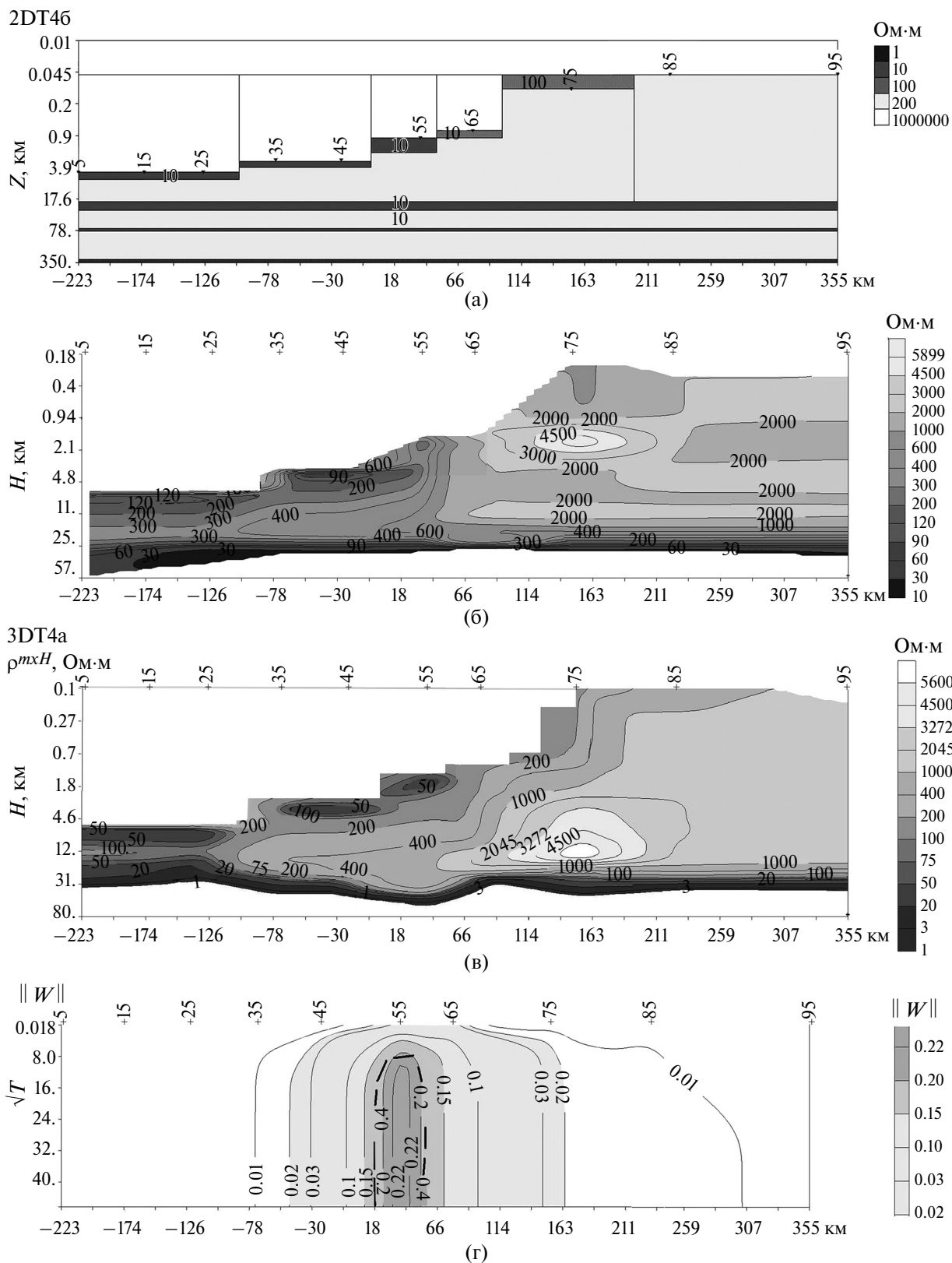


Рис. 10. (а) — Сечение по пр. 5zu модели 2DT46; (б), (в) — разрезы 1D-инверсии кривых ρ^{mxH} в моделях 2DT46 ($\Delta Z_{sd} = 2$ км) и 3DT4a (во впадине $\Delta Z_{sd} = 3$ км, рис. 11а); (г) — псевдоразрез нормы типпера $|W|$ в модели 3DT4a. Пунктир — $|W|$ в модели 2DT46. Справа — шкалы ρ_m , ρ_{in} и $|W|$.

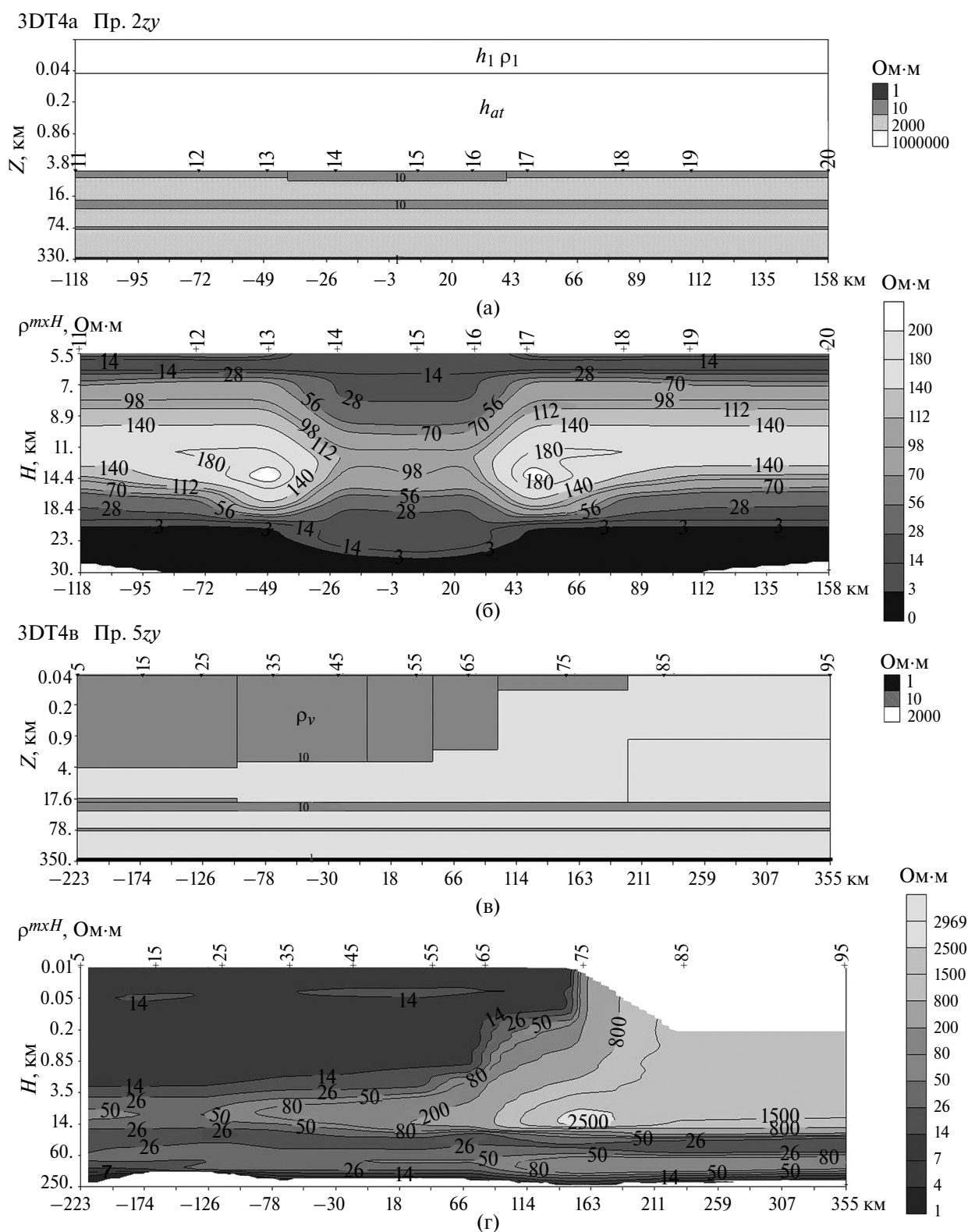


Рис. 11. Сечения 3D-моделей и результаты 1D-инверсии кривых ρ^{mxH} на: (а), (б) — пр. 2зу (3DT4а) и (в), (г) пр. 5зу — (3DT4в). Справа — шкалы удельных сопротивлений ρ_m , ρ_v .

на разрезах $\rho_{in}(H_{in})$ выделяет слои с $\rho_{in} \approx 20$ Ом·м на глубинах H_{in} , близких к тестовым $\rho_m(H_m)$. Это отличает их и от $\rho_{in}(H_{in})$ в модели “лестница” 2DT46 (рис. 10а, 10б), где проводящий слой картируется на глубинах $H_{in} \approx Z_{cr} = 20$ км, но на $Z_{cr} = 70$ км он не виден. Переход от модели “лестница” 3DT3 с фоновым $\rho_f = 5000$ Ом·м к 3DT4а с $\rho_f = 2000$ Ом·м принципиально изменил разрез $\rho_{in}(H_{in})$ только под т.м. 55 (рис. 7г; рис. 10в).

Магнитовариационные аномалии $|W|$ и $|W_{ZY}|$ типпера выделяют места максимального изменения проводимости блоков по латерали при смещении кровли ступеней с $Z_m = 1$ км до 3 км под т.м. 45–55 на периодах $T > 100$ с в моделях:

– 3DT4а ($\rho_f = 2000$ Ом·м) $|W| = 0.2–0.23$ (рис. 10г);

– 2DT46 аномалия $|W|$ увеличивается до 0.4 (рис. 10г, пунктир);

– 3DT3 рост ρ_f до 5000 Ом·м ведет к увеличению $|W_{ZY}|$ до 1 и выше.

Из сопоставления кривых, представленных на рис. 8а, 8в и рис. 9а, 9в видно, что смещение кривых ρ^{mxH} , искаженных рельефом “лестницы” в моделях 3DT3 и 3DT4а, от кривых ρ_N^{mxH} , замеренных на плоской границе земля–воздух (модели 3DT3а, 3DT4в), не всегда носят конформный характер. Эти искажения $(D^{mxH})^2 = \rho^{mxH}/\rho_N^{mxH}$ кривых ρ^{mxH} [Counil et al., 1986] изменяются от $(D^{mxH})^2 = 1–2$ на $T = 100$ с и до 0.1 на $T = 6000$ с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Модельные исследования по оценке влияния рельефа дневной поверхности, близкого к топографии Гималайских гор и прилегающей к ним Брахмапутрской впадины, на магнитотеллурические поля показали:

1. В тестовых моделях “лестницы” 3DT3, 3DT4а (рис. 6) и 2DT2, 2DT46 (рис. 5, рис. 10а), со ступенями, опускающимися до глубины 5 км и с проводящими чехлами мощностью $\Delta Z_{sd} = 2–3$ км на них и во впадинах, кривые ρ^{mxH} выделяют низкоомный слой на глубине $H_{cr} = 20$ км (рис. 8а, рис. 9а, 9б). Однако слои с $\rho_{cr} = 10$ Ом·м, расположенные глубже 50 км, не проявляются на разрезах $\rho_{in}(H_{in})$ (рис. 5б, рис. 7б, 7г, рис. 10б, 10в). В трехмерных моделях 3DT3а и 3DT4в с плоской границей раздела “земля–воздух” и распределением модельных блоков, близким к тестовым, прово-

дящие слои на глубинах $H_{cr} \geq 50$ км картируются при 1D-инверсии кривых ρ^{mxH} с погрешностью до 20–30% (рис. 7д, 7е, рис. 11в, 11г). 1D-инверсионные разрезы $\rho_{in}(H_{in})$ в моделях с разными ρ_f в: 3DT3 $\rho_f = 5000$ Ом·м и 3DT4а $\rho_f = 2000$ Ом·м близки друг к другу до глубин $H_{in} = 20–30$ км (рис. 7а, 7б, рис. 10в).

2. Максимальные аномалии типпера $|W_{ZY}| > 1$, ассоциируют с подъемом ступени “лестницы” на 2 км и ростом суммарной проводимости чехла впадин от т.м. 65 к т.м. 55 в модели 3DT3 с $\rho_f = 5000$ Ом·м. Уменьшение ρ_f до 2000 Ом·м (3DT4а) ведет к занижению нормы типпера $|W|$ до 0.2 (рис. 10г), но в 2D-модели 2DT46 $|W|$ растет до 0.4 (т.м. 55 рис. 10а, 10г).

3. Искажения кривых ρ^{mxH} рельефом местности в 3D-моделях с низкоомным осадочным чехлом не носят конформный характер (рис. 8а, 8в, рис. 9а, 9в). Необходимо делать их “динамическую” коррекцию [Бердичевский, Дмитриев, 2009], что затрудняет их использование в программах инверсии с плоской границей земля–воздух. При двумерной размерности матриц импедансов целесообразнее выполнить 2D-инверсию [Варенцов, Бай, 2015], а при трехмерной нужно провести тестирование и апробацию инверсионных 3D-программ, учитывающих топографию местности.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования начались в 2023 г. в рамках гос. задания ЦГЭМИ ИФЗ РАН № FMWU-2022-0023, а с апреля 2024 г. велись в рамках проекта “Глубинное геоэлектрическое строение плато Шиллонг и сопредельных сейсмоактивных территорий (СВ Индия) по данным МТ зондирования” — гранта РНФ № 24-47-02016 (2024–26 г.) российско-индийской программы РНФ/DST “Землетрясения и науки об океане”.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает благодарность зав. Лабораторией МТ исследований ЦГЭМИ ИФЗ РАН и руководителю гранта И.М. Варенцову за полезные обсуждения при написании статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белявский В.В. Использование инвариантных кривых МТЗ при глубинных магнитотеллурических исследованиях // Физика Земли. 2007. № 3. С. 51–59.

- Белявский В.В., Сухой В.В. Методика рудного аудиоманнитотеллурического зондирования // Физика Земли. 2004. № 8. С. 68–87.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир. 2009. 680 с.
- Варенцов Ив.М., Бай Д. Геоэлектрическая модель тектоносферы Восточного Тибета по данным глубинных и разведочных МТ/МВ зондирований. Материалы VI Межд. симп. “Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов”. Бишкек: НС РАН. 2015. С. 169–177.
- Варенцов Ив.М., Лозовский И.Н., Родина Т.А. и др. Геоэлектрические модели тектоносферы в области корового течения с Тибета в Индокитае. Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 50-й юбилейной сессии Межд. научн. семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова. М.: ИФЗ. 2024. С. 110–114.
- Berdichevsky M.N., Vanyan L.L., Dmitriev V.I. Methods used in the USSR to reduce near-surface inhomogeneity effects on deep magnetotelluric sounding // Phys. Earth Planet. Inter. 1989. V. 53. P. 194–206.
- Counil J.L., le Mouel J.L., Menvielle M. Associate and conjugate directions concepts in magnetotellurics // Annal. Geophysicae. 1986. V. 4B (2). P. 115–130.
- Druskin V., Knizhnerman L. Spectral approach to solving three-dimensional Maxwell's diffusion equations in the time and frequency domains // Radio Sci. 1994. V. 29 (4). P. 937–953.
- Jiracek G.R. Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction // Surv. Geophys. 1990. № 11. P. 163–203.
- Kumar D., Singh A., Israil M. Necessity of terrain correction in MT data recorded from Garhwal Himalayan Region, India // Geosciences. 2021. V. 11. P. 482.
<https://doi.org/10.3390/geosciences11110482>
- Kumar S., Patro P.K., Chaudhary B.S. Subsurface resistivity image of Sikkim Himalaya as derived from topography corrected MT Data // J. Geol. Soc. India. 2022. V. 98. P. 335–343.
- Kumar G.P., Manglik A. Effect of Himalayan topography on 2D interpretation of MT data // Current science. 2011. V. 100 (3). P. 390–395.
- Tanaka R., Yamaya Y., Tamura M., Noritoshi T., Okazaki N., Takahashi R., Mogi T. Three-dimensional inversion of audio-magnetotelluric data acquired from the crater area of Mt. Tokachidake, Japan // Earth. Planet. Space. 2021. V. 73. P. 17.
<https://doi.org/10.1186/s40623-021-01502-4>
- Tyagi D.Kr., Sehrawat R., Mittal R., Bera M.K., Sharma A.S. Modelling of terrain effect from the MT field data // Int. J. Innov. Technol. Explor. Engineer. (IJITEE). 2019. V. 9 (2). P. 5059–5062.
DOI: 10.35940/ijitee.B7756.129219
- Varentsov Iv. 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>
- Varentsov Iv.M., Ivanov P.V., Lozovsky I.N. et al. Geoelectric models along the profile crossing the Indian Craton, Himalaya and Eastern Tibet resulted from simultaneous MT/MV soundings. The study of continental lithosphere electrical conductivity, temperature and rheology / A.A. Zhamaletdinov, Yu.L. Rebetsky (eds.). Springer Proc. in Earth Environm. Sci. Ch. V. 10. 2019. P. 72–82.
https://doi.org/10.1007/978-3-030-35906-5_10

Influence of Benched Mountain Relief on the Results of Magnetotelluric Soundings

V. V. Belyavskii

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

**e-mail: victor.belyavsky@list.ru*

Received June 05, 2024; revised August 11, 2024; accepted August 15, 2024

Abstract — The aim of the conducted research was to estimate the influence of the relief, specified as a system of steep benches, on the apparent resistivity curves and the parameters of geoelectric sections determined from these curves during magnetotelluric observations. It was solved using three-dimensional mathematical modeling of magnetotelluric fields by the finite-difference method using the Maxwellf program. The dependences of the curves and the results of their one-dimensional inversion on the block parameters of the two-dimensional and three-dimensional models were analyzed. Distortions that shifted the invariant apparent resistance curves calculated on the steps of the staircase from the MTS curves measured at the flat ground-air boundary were estimated. At the same time, the geoelectric parameters of the blocks located under the flat boundary are equal to those specified under the model with the relief. The problem of constructing geoelectric models under conditions of stepwise changes in terrain can be solved using three-dimensional mathematical modeling of apparent resistivity curves adjusted by normalizing coefficients that take into account the transition to a 3D model with a flat ground-air boundary. However, they depend on the period of variations. Due to this, it is more appropriate to evaluate the use of three-dimensional inversion programs that include terrain topography in the starting three-dimensional models. Before carrying out this procedure, it is necessary to know what displacements of the apparent resistivity curves may occur if the influence of terrain and deviations obtained during their inversion, as well as geoelectric parameters of sections from test models are not taken into account.

Keywords: magnetotelluric sounding, geoelectric sections, terrain relief, distortion coefficients