

ТРЕХМЕРНАЯ ИНВЕРСИЯ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ОЧАГОВЫХ ЗОН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОГО РЕГИОНА

© 2020 г. В. В. Белявский¹, *, И. Н. Лозовский¹, **

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

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

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

Поступила в редакцию 09.04.2018 г.

После доработки 09.10.2019 г.

Принята к публикации 27.01.2020 г.

Для построения геоэлектрической модели Алтае-Саянского региона применена трехмерная инверсия компонент матрицы импеданса метода магнитотеллурического зондирования. На модельных и экспериментальных данных изучены возможности трехмерной инверсии как всех четырех компонент матрицы импеданса, так и ее инвариантных значений. В качестве тестовых данных рассматривались модельные значения матриц импедансов, полученных при решении обратной задачи методом интерактивного подбора 3D-модельных инвариантных кривых кажущегося удельного электрического сопротивления к экспериментальным для центральной части Алтае-Саянского региона. Полученные в результате трехмерной инверсии аномалии повышенной проводимости коррелируют с положением очагов землетрясений, глубинных разломов, областей повышенной поглощения обменных волн землетрясений и пониженных скоростей продольных волн в методах глубинного сейсмического зондирования и обменных волн землетрясений.

Ключевые слова: геоэлектрическая модель, трехмерная инверсия, компонента матрицы импеданса, глубинное сейсмическое зондирование.

DOI: 10.31857/S0002333720040031

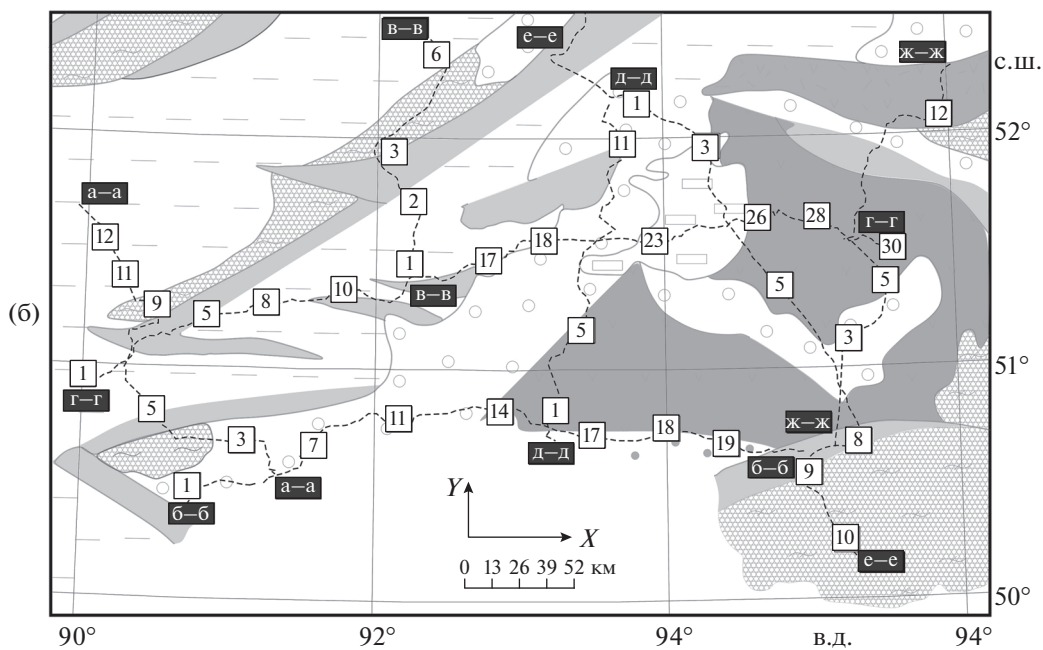
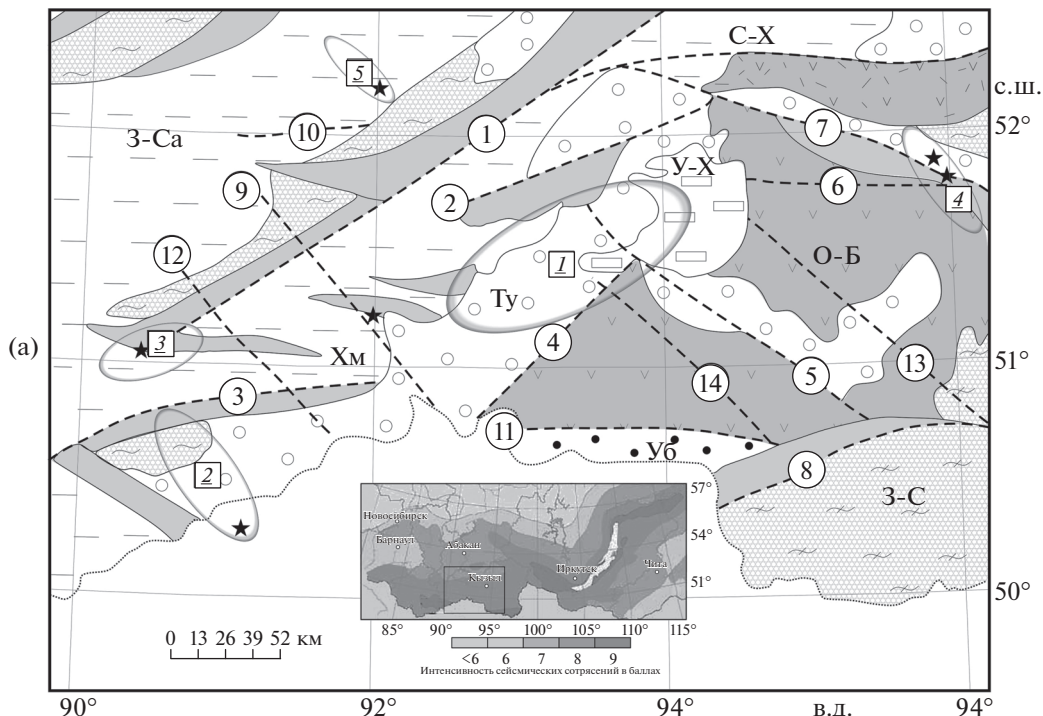
ВВЕДЕНИЕ

Интерес к геоэлектрическим характеристикам земной коры связан с зависимостью ее удельного электрического сопротивления (УЭС) от степени минерализации флюида, его связанности и степени насыщения им горных пород. Первый фактор определяется характером протекающих химических процессов, а последние два обусловлены физико-механическим состоянием блоков коры. Анализ распределения УЭС в коре позволяет выделить наиболее ослабленные и насыщенные связанной долей флюида зоны, вдоль которых происходит перемещение блоков коры, а в областях их выклинивания концентрируются участки с максимальными напряжениями [Райс, 1982], где и происходят сейсмические события.

Актуальность проведения глубинных электро-разведочных исследований на рассматриваемой части территории Алтае-Саянского региона (рис. 1) обусловлена высокой интенсивностью сейсмических сотрясений (до 8–9 баллов). В регионе вы-

полнены тысячи километров профилей методами магнитотеллурического зондирования (МТЗ), пересекающие основные очаговые зоны землетрясений. С помощью метода интерактивного подбора к экспериментальным кривым МТЗ 3D-модельных, рассчитанных по программе Maxwellf [Друскин, Книжнерман, 1988], построены геоэлектрические модели очагов землетрясений и сопредельных к ним территорий [Белявский и др., 2018]. Однако адекватность полученных моделей геоэлектрическим структурам региона нуждается в проверке с применением менее зависимого от интерпретатора аппарата 3D-инверсии магнитотеллурических (МТ) данных.

На тестовой геоэлектрической 3D-модели, построенной для Западных Саян и Тувы методом интерактивного подбора 3D-модельных кривых МТЗ к экспериментальным [Белявский и др., 2018], опробованы возможности программы 3D-инверсии WSINV3DMT [Siripunvaraporn et al., 2005]. Геоэлектрическая модель рассматривалась как су-



Условные обозначения

перпозиция структур различной размерности и ориентации: верхний структурный этаж включал в себя ряд локальных неоднородностей и струк-

тур типа впадин, влияние которых необходимо учесть при оценке параметров нижнего структурного этажа, являющегося объектом исследова-

Рис. 1. (а) – Схема структурно-геологического районирования Алтае-Саянского региона [Матросов и др., 1988]. Условные обозначения: I – раннепротерозойские комплексы: 3-С (Западно-Сангиленский); II – СФЗ байкалит; III – СФЗ каледонид: эвгеосинклинальных с А – офиолитами, Б – с базальтоидами: О-Б (Ондум-Буренская), В-Т (Восточно-Таннуольская); В – миогеосинклинального типа: 3-Са (Западно-Саянская), С-Х (Систиг-Хемская), Хм (Хемчикская); Г – эвгеосинклинального типа. IV – СФЗ орогенной стадии (каледонид): Ту (Тувинская, впадина). V – Мезозойские: А – Кайнозойские: У6 (Убсунурская, впадина); Б – Юрские: У-Х (Улут-Хемская); VI – Глубинные разломы (в кружках): 1 – Хемчикско-Куртушибинский, 2 – Уюкский, 3 – Шуйский, 4 – Убсунур–Баянкольский, 5 – Восточно-Таннуольский, 6 – Байсютский, 7 – Каа-Хемский, 8 – Агардарский, 9 – Карасуг-Улутайский, 10 – Кантегирский, 11 – Южно-Таннуольский, 12 – Барлыкский, 13 – Балыктыг-Хемский, 14 – Унгешский; VIII – эпицентральных поля землетрясений: 1 – Шагонарского, 2 – Шапшальского, 3 – Тээлинского, 4 – Каа-Хемского, 5 – Большепорожского. Звезды – эпицентры главных событий. Внизу – фрагмент карты сейсмического районирования ОСР-2014; (б) – расположение профилей МТЗ. Условные обозначения: VII – Профили МТЗ: а-а; б-б; в-в; г-г; д-д; е-е; ж-ж и номера точек наблюдений на них (в квадратах). X, Y – направления осей тестовой 3D-модели.

ний. Инвертировались не только модельные [Z_m] и экспериментальные [$Z_{об}$] компоненты матриц импедансов, но и их инвариантные главные значения. Это позволило перейти от трехмерной инверсии четырех комплексных компонент матриц импеданса к двум, что значительно упростило процедуру сравнения исходных и модельных МТ данных, а также сократило машинное время, затраченное на решение обратной задачи на персональном компьютере.

Опыты по 3D-инверсии экспериментальных МТ данных показали, что выделенные аномалии повышенной проводимости контролируют концентрацию гипоцентров землетрясений, коррелируют с положением доменов повышенного поглощения обменных волн землетрясений и пониженных скоростей продольных волн в методах глубинного сейсмического зондирования и обменных волн землетрясений (МОВЗ-ГСЗ).

1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ И РАССМАТРИВАЕМЫХ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Для Западных Саян и Тувинского нагорья характерно развитие северо-восточных, северо-западных и субширотных протяженных разломов, по которым осуществлялись сдвиги, взброс-сдвиги и надвиги (рис. 1). За время кайнозойской активизации вертикальные перемещения вблизи очаговых зон не превышали 3–4 км, а горизонтальные сдвиги по разломам северо-западного направления достигали 70 км [Новейшая..., 2000]. К границам впадин и окружающим их поднятиям приурочено до 60% зарегистрированных сейсмических событий. Регион исследований характеризуется сейсмичностью с магнитудой $M > 6$. В его пределах расположены Шапшальская, Тээлинская, Шагонарская, Каа-Хемская и Большепорожская очаговые зоны землетрясений, основные параметры которых приведены в табл. 1, согласно работам [Еманов и др., 2012; 2014; 2017;

Новейшая..., 2000; Монгуш, 2015; Кадури и др., 2008]¹. В табл. 1 также приведены магнитуды и глубины главных событий ($M_{гп}$, $H_{гп}$) и их афтершоков (M_{af} , H_{af}), размеры эпицентральных полей и их расположение, суммарные амплитуды перемещения блоков коры.

2. ТЕСТИРОВАНИЕ ПРОГРАММЫ ТРЕХМЕРНОЙ ИНВЕРСИИ НА МОДЕЛЬНЫХ МТ ДАННЫХ

2.1. Метод максимума и минимума индукции

Импедансные полярные диаграммы $Z_{xy}(\alpha)$, традиционно используемые для определения главных направлений и импедансов, оправдывают себя в 2D-средах, однако в 3D-ситуациях минимумы дополнительных $Z_{xx}(\alpha)$ далеко не всегда совпадают с экстремумами основных $Z_{xy}(\alpha)$, и неясно, какие импедансы следует инвертировать в распределение УЭС с глубиной. Очевидно, что недоучет части энергии, переходящей в дополнительные компоненты тензора импеданса, ухудшает разрешение параметров разреза при 1D–2-инверсии кривых МТЗ.

Из имеющегося ряда способов диагонализации матрицы импеданса, метод максимума и минимума индукции [Counil et al., 1986] позволяет наиболее устойчиво определять максимальные Z^M и минимальные Z^m инвариантные значения тензора импеданса для единичных вещественных векторов $\mathbf{1N}^M$ и $\mathbf{1N}^m$, ориентированных вдоль ортогональных направлений θ_H^M и θ_H^m . Значения Z^M и Z^m находятся вращением матрицы импеданса до уг-

¹ Кадури В.А., Белявский В.В., Егоркин, А.В. и др. “Геофизические исследования сейсморазведочными и электроразведочными методами глубинного строения Алтае-Саянской складчатой области по профилям общей протяженностью 3300 км. Организация и проведение режимных геофизических наблюдений на Тувинском полигоне”. 2008 г. Инв. № Росгеолфонда 492309. Государственное федеральное унитарное предприятие “Всероссийский научно-исследовательский институт Геофизические методы разведки”. Фонды Министерства природных ресурсов Российской Федерации.

Таблица 1

Очаговые зоны землетрясений	Главные события, время, магнитуды – M_{hy} , M_{af} , глубины – H_{hy} , H_{af} (км)	Размеры эпицентрального поля (км) и его расположение	Ориентация эпицентрального поля, амплитуды перемещения блоков в год
Шапшальская	Урэг-Нурское, 15.05.1970, $M_{hy} = 7.0$, $H_{hy} = 12$; $M_{af} = 1-5$, $3 < H_{af} < 23$	120 × 45, северо-запад Убсунурской впадины	По Шапшальскому разлому, до 2 мм
Тээлинская	Тээлинское, 03.06.2008, $M_{hy} = 4.2$, $H_{hy} = 14$; $M_{af} = 1-4$, $4 < H_{af} < 20$	130 × 70, стык по Барлыкскому разлому, разновозрастных Хемчикских СФЗ,	Вдоль Хемчикско-Куртушибинского разлома, до 2 мм
Шагонарская	Шагонарское, 30.4.2013, $M_{hy} = 5.6$, $H_{hy} = 10$; $M_{af} = 2-5$, $8 < H_{af} < 25$	100 × 50, Тувинская и Кызыльская впадины	Вдоль границы - Хемчикской и Тувинской СФЗ, до 2 мм
Каа-Хемская	Тувинские: 27.12.2011, 26–28. 02. 2012, $M_{hy} = 6.5-6.8$, $H_{hy} = 6.5-17$; $M_{af} = 1-5$, $2 < H_{af} < 30$	60 × 40, пересечение Байсютского и Каа-Хемского разломов	Вытянуто вдоль Каа-Хемского разлома, до 1 мм
Большепорожская	Саянское, 10.2.2011, $M_{hy} = 6.4$, $H_{hy} = 10$; $M_{af} = 2-3$, $6 < H_{af} < 25$	30 × 10, Западно-Саянская СФЗ, севернее Кантегирского разлома	Ортогонально к Усинскому разлому, 1.2 мм

лов θ_H^M и θ_H^m , при которых достигается максимальное и минимальное значение электрических полей

$E_{S_{1,2}} = [Z_{xx}^2 + Z_{yx}^2]^{1/2} H_{x_{1,2}}$, ориентированных вдоль осей S_1 и S_2 комплексной системы координат.

Преимущество данной схемы перед другими способами диагонализации матриц импеданса состоит в том, что при произвольной размерности структур в верхней части разреза, квазидвумерных значений асимметрии матриц импедансов для длин волн, отвечающих нижней его части, и близости направлений региональных структур в нижней части разреза к углам θ_H^M и θ_H^m , фазы $\text{Arg } Z^M$ и $\text{Arg } Z^m$ равны фазам поперечного и продольного $\text{Arg } Z^\perp$, $\text{Arg } Z^\parallel$ импедансов, описывающих нижний структурный этаж. Их применение [Белявский, 2007] позволяет снять влияние неоднородностей верхнего структурного этажа и оценить параметры разреза с применением методики двумерной инверсии.

2.2. Методика построения трехмерной тестовой геоэлектрической модели

Ранее при построении геоэлектрических моделей очагов землетрясений и зон, перспективных на рудную минерализацию, в Алтае-Саянском регионе применялся метод интерактивного подбора 3D-модельных кривых МТЗ к экспериментальным кривым с помощью программы трехмерного моделирования МТ полей Maxwell [Друскин, Книжнерман, 1988]. В результате получено представление о распределении УЭС в Алтае-Саянском регионе и составлена 3D-модель [Белявский и др., 2018], которая рассматривалась в качестве тестовой при оценке возможности программы WSINV3DMT картировать глубинные структуры в данной геоэлектрической ситуации.

Для построения тестовой модели в программе Maxwell [Друскин, Книжнерман, 1988] было выполнено численное трехмерное моделирование. Расчет электромагнитных полей производился конечно-разностным методом с использованием

схемы спектрального приближения через собственные значения матрицы системы уравнений. Выполнено не менее 100000 итераций на сетке из $130 \times 140 \times 70$ (X, Y, Z) узлов. Оси X и Y модели ориентированы соответственно на восток и север. Шаг между узлами по осям X и Y составил от 3 км в центральном блоке модели до 20 км на его периферии и до 100 км за его границами. Тестовая трехмерная модель построена с 10–20% средней относительной среднеарифметической погрешностью подбора трехмерных модельных кривых $|Z_m^M|, |Z_m^m|$ к экспериментальным кривым $|Z_{ob}^M|, |Z_{ob}^m|$ [Белявский, 2014].

В 200-х точках моделирования (т.м.) были рассчитаны значения компонент матрицы импеданса $[Z_m]$ и ее максимальные Z^M , минимальные Z^m значения в диапазоне периодов от 0.002 до 400 с, при УЭС вмещающей среды ≤ 6000 Ом \cdot м. Полученные массивы импедансов в т.м. были использованы в качестве входных данных для трехмерной инверсии в программе WSINV3DMT.

При построении тестовой геоэлектрической модели последовательно решались следующие задачи:

- анализ экспериментальных матриц импедансов, с определением их размерности и направлений главных осей;
- вычисление инвариантных максимальных и минимальных значений матрицы импеданса Z_{ob}^M и Z_{ob}^m [Counil et al., 1986];
- составление первичных сечений модели с помощью 1D-инверсии импедансов Z_{ob}^M и Z_{ob}^m ;
- устранение влияния локальных неоднородностей верхней части разреза на кривые МТЗ путем их “нормализации” при определении параметров нижней части геоэлектрического разреза;
- построение 2D-геоэлектрических моделей там, где это позволяла размерность матриц импедансов;
- составление синтезированных первичных 3D-моделей из полученных первичных 1D–2D-сечений геоэлектрического разреза;
- построение геоэлектрической 3D-модели методом подбора модельных максимальных и минимальных кривых ρ_m^M и ρ_m^m к среднеарифметическим кривым $\check{\rho}_{ob}^M$ и $\check{\rho}_{ob}^m$, составленным для групп нормализованных квазиконформных кривых МТЗ;
- определение наиболее информативных типов кривых МТЗ и их разрешающей способности к параметрам проводящих блоков в 3D-тестовой модели;
- оценка надежности построенных 3D-тестовых моделей.

Первая задача решалась по методике, представленной в работе [Бердичевский и др., 1997]. Результаты ее решения показали, что параметры асимметрии матриц импедансов $[Z_{ob}]$ для длин волн, описывающих нижний структурный этаж, в основном, соответствуют трехмерной размерности среды [Белявский, 2014]. Решение второй задачи позволило определить ориентацию и значения инвариантных импедансов. Близость направлений векторов $1\mathbf{H}_{ob}^m$ и $1\mathbf{H}_{ob}^M$ к простиранию в 3D-модели граней проводящих параллелепипедов (или ортогонально к ним) позволило использовать при 3D-инверсии импедансы Z_{x_m} и Z_{y_m} . Третья задача решалась по программе, изложенной в работе [Белявский, Сухой, 2004].

В четвертой задаче под “нормализацией” инвариантных кривых МТЗ понималось устранение влияния искажений, вызванных геоэлектрическими неоднородностями, характерный размер которых много меньше длины волны на данном периоде. Она выполнялась в предположении “статического” (вертикального) сдвига амплитудных кривых. Выбирался период нормализации – T_n и на периодах $T < T_n$ вычислялось среднеарифметическое значение импеданса $|\check{Z}_{ob}^M| = \sum_i^N |Z_{i ob}^M| / N$, где N – число кривых, расположенных в пределах рассматриваемого блока. Если $|Z_{i ob}^M|$ значительно отклонялся от $|\check{Z}_{ob}^M|$, то он в дальнейшем в осреднении не участвовал. Затем для $T < T_n$ в каждой i -ой точке из N кривых $|Z_{i ob}^M|$ определялся коэффициент искажения $K_i^M = |Z_{i ob}^M| / \check{Z}_{i ob}^M$. Нормализованное значение максимальных нормализованных модулей импедансов $|Z_{i ob}^{MN}|$ на периодах $T > T_n$ определялось как $|Z_{i ob}^{MN}| = |Z_{i ob}^M| / |K_i^M|$, где $|Z_{i ob}^M|$ – импеданс в i -ой точке. Пятая задача, при необходимости, решалась с помощью программ 2D-инверсии [Варенцов, 2002].

Последние две задачи позволяют оценить надежность полученных оценок параметров глубинных проводящих блоков или приповерхностных вставок. Например, для т.м., расположенных над проводящим разломом, средняя относительная погрешность импедансов в методе подбора, равная 10%, может привести к 100–200% погрешности определения УЭС [Белявский и др., 2018], хотя глубина до его кровли (1–3 км) оценивается со значительно меньшими погрешностями.

2.3. Трехмерная инверсия модельных данных

В основе программы трехмерной инверсии WSINV3DMT лежит принцип Оккама, согласно которому минимизация функционала невязки

Таблица 2

Магнитотеллурические данные	Модельные (тестовые)			Экспериментальные		
	1	2	3	4	5	6
Стартовая модель						
Число узлов по осям X, Y, Z	32, 22, 20	34, 22, 20	34, 24, 20	40, 20, 20	42, 26, 20	42, 24, 20
Число блоков в верхнем слое, их УЭС (Ом · м)	8: 100, 5800, 140, 500, 200, 10, 30, 800	8: 150, 5800, 140, 500, 200, 10, 30, 800	9: 150, 5800, 140, 500, 200, 10, 30, 800, 100	9: 100, 5500, 40, 500, 200, 10, 30, 140, 1000	9: 300, 5500, 40, 500, 200, 10, 30, 2000, 140	9: 300, 5500, 40, 500, 200, 10, 50, 2000, 140
Мощность однородного верхнего слоя (м) и его УЭС (Ом · м)	$H_m = 0$	$H_m = 0$	$H_m = 300$, $\rho_m = 150$	$H_m = 0$	$H_m = 0$	$H_m = 300$, $\rho_m = 300$
Суммарная мощность (кВт) верхнего слоя и размеры по осям X, Y (км)	$H_m = 0.7$ по: $X = 300$, $Y = 270$	$H_m = 0.7$ по: $X = 320$, $Y = 210$	$H_m = 1.2$ по: $X = 300$, $Y = 210$	$H_m = 0.7$ по: $X = 440$, $Y = 160$	$H_m = 0.7$ по: $X = 440$, $Y = 220$	$H_m = 1.0$ по: $X = 440$, $Y = 200$
Число итераций инверсии	16	15	14	10	15	15
RMS	4	5.5	5.5	6	6	6

между наблюдаемыми и рассчитанными МТ данными выполняется с учетом получения при инверсии наиболее сглаженных вдоль осей X и Y изменений значений $\rho_{in}(h_m)$. При решении обратной МТ задачи в качестве штрафной функции рассматривался член, учитывающий решение, полученное для предыдущей модели. Прямая задача решалась методом конечных разностей [Siri-punvarporn et al., 2005].

Сечения тестовой 3D-модели для глубины $Z = 5$ км и ординат $Y = -685$ и -585 км (профили 1zx и 6zx, рис. 2) отвечают положению профилей МТЗ: б–б, г–г (рис. 1). Импедансы $|Z_m^M|$ и $|Z_m^m|$ на глубинах более 5 км в основном ориентируются с отклонением до $10-20^\circ$ от направления осей X или Y (рис. 2а, 2б). Над центральными частями вытянутых в меридиональном или широтном направлениях проводящих блоков они ориентируются вдоль них, а над высокоомными блоками, расположенными между ними, ортогонально к ним. На профиле 1zx, пересекающем проводящие блоки в их торцовых частях (рис. 2в), отклонение векторов $\mathbf{1N}_m^M$ от направления осей X или Y возрастает до 30° . В случае если эти отклонения наблюдались на всем диапазоне периодов и различия между значениями $|Z_m^M|$ и $|Z_m^m|$ были значительны, они исключались из инверсии.

Трехмерная инверсия всех компонент матрицы $[Z_m]$ выполнялась в интервале периодов от 0.0085 с до 400 с для 54 т.м., а импедансов Z_m^M, Z_m^m для 52 т.м. (рис. 3а). Положение т.м. соответству-

ет группам квазиконформных кривых МТЗ на профилях: б–б, г–г, д–д, ж–ж (рис. 1 и рис. 2б).

Стартовые модели. Трехмерная инверсия в программе WSINV3DMT была выполнена для широкого набора стартовых моделей. Для демонстрации результатов выбраны модели (табл. 2), для которых полученные в результате 3D-инверсии главные компоненты матрицы импеданса были наиболее близки к инвертируемым тестовым компонентам матриц $[Z_m]$ или к Z_m^M, Z_m^m . На рис. 3а представлено сечение стартовой модели 2 с поверхностным слоем, аппроксимирующим изменение УЭС верхнего слоя тестовой модели, которое довольно надежно определяется при полевых измерениях. Параметры слоев в стартовых моделях, в которых располагались изучаемые структуры, приведены в столбцах 2–4 табл. 2, где даны: размеры сеток, число итераций, погрешность инверсии (RMS); число и УЭС блоков в верхнем слое; мощности верхних слоев, их размеры по осям X и Y . В последних трех столбцах приведены параметры стартовых моделей 4–6, использованных при 3D-инверсии компонент матриц $[Z_{ob}]$ и импедансов Z_{ob}^M, Z_{ob}^m .

В основании моделей 1–3 на глубине $H_m = 108$ км расположен пласт с $\rho_m = 120$ Ом · м, а в моделях 4–6 он задан на глубине 85 км с $\rho_m = 40$ Ом · м. Параметры тестовой модели представлены на рис. 2а стартовых моделей на рис. 3. Введенный в верхней части модели 3 однородный слой позволил сгладить влияние на результаты инверсии изменений удельного электрического сопротивления блоков, расположенных в приповерхностном

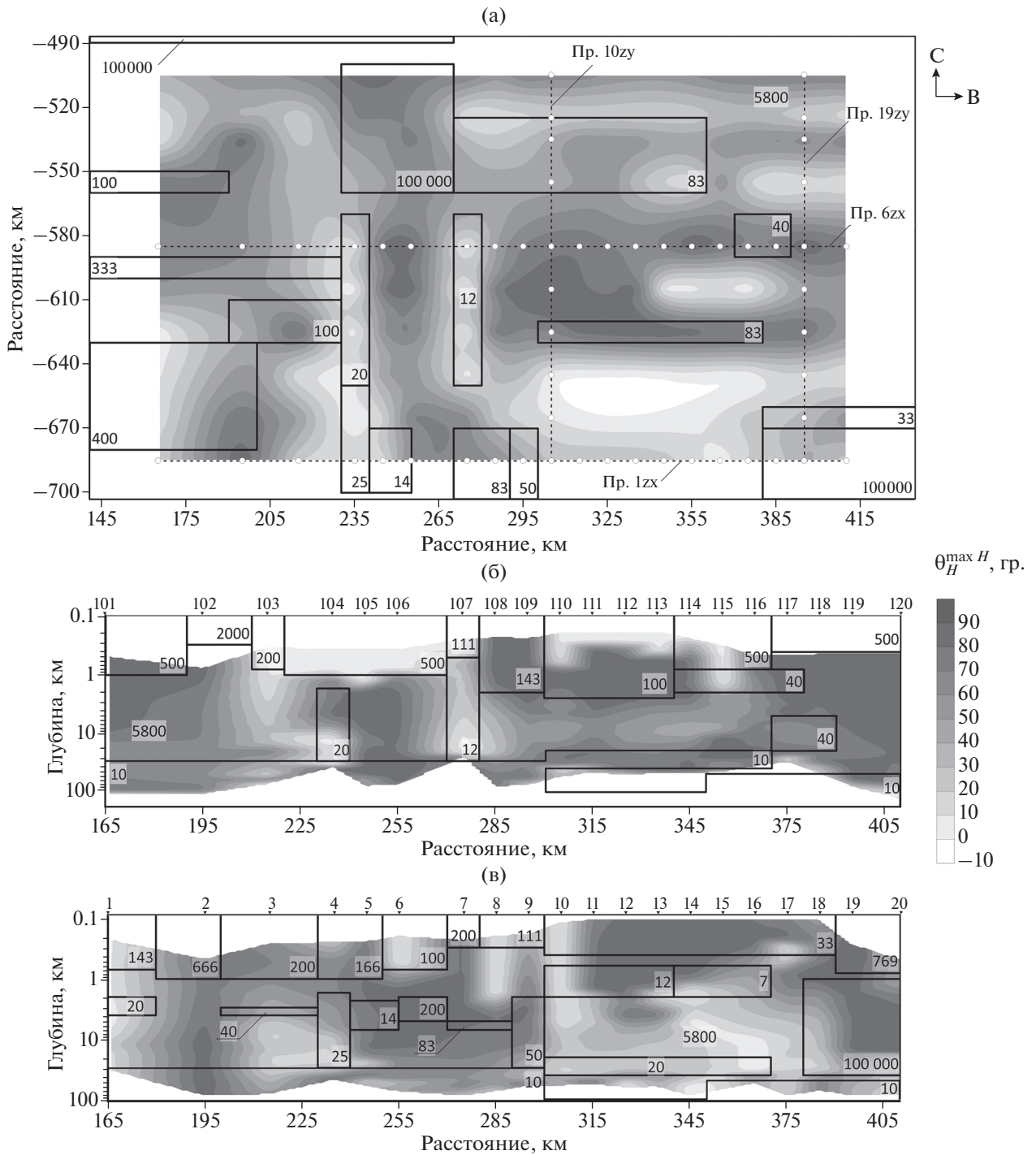


Рис. 2. Направление векторов магнитного поля θ_H^M импедансов Z_m^M (от оси X – восток) в тестовой модели для сечений: (а) – $Z = 5$ км на $T = 20$ с (дано положение точек моделирования и профилей 1zx, 6zx, 10zy, 19zy); (б) – $Y = 585$ км (профиль 6zx) и (в) – $Y = 685$ км (профиль 1zx). На блоки нанесены значения УЭС, Ом · м. Справа – шкала углов θ_H^M .

слое тестовой модели [Miensopust et al., 2013]. Аналогичная процедура применялась и при 3D-инверсии экспериментальных импедансов Z_{ob}^M , Z_{ob}^m путем ввода в модель б однородного верхнего слоя.

Из результатов 3D-инверсии всех компонент матрицы $[Z_m]$ (стартовая модель 1) и импедансов Z_m^M , Z_m^m (модели 2, 3) видно (рис. 4), что они, в основном, восстанавливают положение верхних проводящих блоков и разломов, протягивающих-

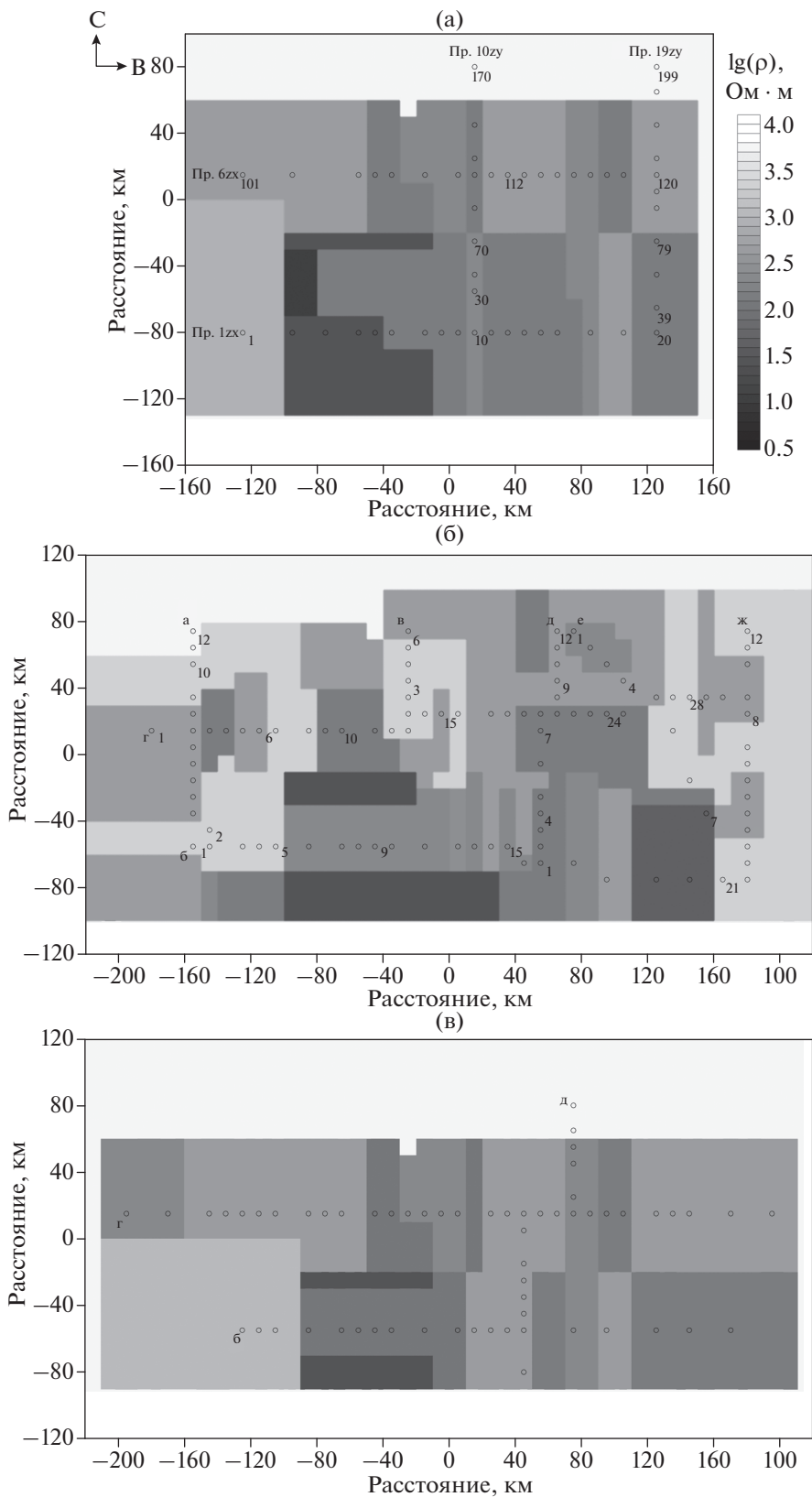


Рис. 3. Карты распределения УЭС в верхнем слое стартовых моделей: 2 (а), для $Z = 150$ м; 5 (б) и 4 (в), для $Z = 600$ м. Дано положение профилей: модельных 1zx, 10zy, 6zx, 19zy, номера точек моделирования (а), экспериментальных б–б, в–в, г–г, д–д, е–е, ж–ж и номера точек наблюдений (б), (в). Справа – шкала значений УЭС модельных блоков в $\lg(\rho)$, Ом · м.

ся до глубин 4–5 км, а также картируют глубину верхней кромки проводящих блоков, расположенных на глубине 30 км. Однако ядра низкоомных аномалий $\rho_{in}^m(h_{in})$ не везде отвечают центральным частям модельных блоков с высокой проводимостью. Так, полученные с применением стартовых моделей 2 и 3 центры аномалий $\rho_{in}^m(h_{in})$ расположены вблизи верхней кровли нижнекоровых блоков с $\rho_m = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (рис. 4). При инверсии компонент матрицы $[Z_m]$ появляется их смещение в верхнюю часть разреза и выделяются ложные проводники под профилями: 1zx, т.м. 17–16; 10zy, т.м. 10; 19zy, т.м. 59–179. При инверсии их инвариантных значений подобных псевдопроводников в верхней и средней частях разрезов появляется значительно меньше. Из сопоставлений представленных карт $\rho_{in}^m(h_{in})$ на профиле 19zy видно, что предпочтение следует отдать инверсии импедансов Z_m^M, Z_m^m .

Из представленного на рис. 5 сопоставления тестовых псевдоразрезов ρ_m^{M-m} , построенных из импедансов Z_m^M и Z_m^m , ориентированных только по оси X или оси Y и получаемых при инверсии псевдоразрезов $\rho_{in}^{xy}, \rho_{in}^{yx}$ (стартовая модель 2), видно, что при $\text{RMS} \approx 5.5$, в целом, наблюдается их соответствие друг другу. Аналогичная ситуация имеет место и на профилях 10zy и 19zy.

Выводы. Опыты по трехмерной инверсии модельных МТ данных показали, что при правильном выборе параметров в приповерхностном слое стартовой модели (модель 2) инверсия импедансов Z_m^M, Z_m^m дает значительно меньше мнимых проводников в верхней и нижней частях разреза, чем инверсия всех компонент матрицы $[Z_m]$. Полностью учесть их проявление на разрезах $\rho_{in}^m(h_{in})$ от блоков, расположенных в верхней части разреза или в стороне от линии профиля, не всегда возможно. Это связано и с решением неустойчивой обратной МТ задачи на ограниченном числе т.м. (рассматривались 4 профиля из 20), что не позволяет достаточно полно оценить величину вторичных МТ полей от структур, расположенных за пределами профилей наблюдений. Достаточно надежно картируются проводящие объекты в верхней части тестовых моделей, кровля проводящих нижнекоровых блоков и хуже – их подошва. Относительно высокие значения параметра RMS связаны с тем, что в ряде т.м. различие между инвертируемыми импедансами Z_m^M, Z_m^m и получаемыми $Z_{xy, in}, Z_{yx, in}$ значительно превышает их среднее значение для основного ряда кривых МТЗ.

3. ТРЕХМЕРНАЯ ИНВЕРСИЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ МАТРИЦ ИМПЕДАНСА И ИХ ИНВАРИАНТНЫХ ЗНАЧЕНИЙ

3.1. Исходные магнитотеллурические данные

В пределах рассматриваемой части Алтае-Саянского региона выполнены магнитотеллурические зондирования в диапазоне периодов от 0.003 до 10000 с со станциями SGS-E (“СибГеоСейс”, г. Новосибирск). Расстояние между зондированиями составляло 1.5–3 км. Первичная обработка МТ данных проводилась в ГФУГП “Иркутскгеофизика”. При построении геоэлектрической модели рассматривались как все компоненты матрицы импеданса $[Z_{ob}]$, так и ее инварианты Z_{ob}^M, Z_{ob}^m , полученные на профилях: а–а, б–б, в–в, г–г, д–д, е–е, ж–ж (рис. 1). Среднеарифметическая относительная погрешность между контрольными и рядовыми наблюдаемыми кривыми ρ_{xy}, ρ_{yx} достигала 10%, а среднеарифметическая разностная погрешность для фаз импедансов составляла 3.3° для $\text{Arg } Z_{xy}$ и 1.6° для $\text{Arg } Z_{yx}$ [Кадури и др., 2008].

Перед проведением трехмерной инверсии кривые МТЗ группировались по принципу их конформности. При значительном (в 3–4 раза) отклонении их ρ_k от среднеарифметических значений $\check{\rho}_k$ в группе точек наблюдений (т.н.), кривые рассматривались самостоятельно или отбраковывались. Положение т.н., в которых инвертировались компоненты матрицы $[Z_{ob}]$ или импедансы Z_{ob}^M, Z_{ob}^m , представлены на рис. 1 и рис. 3б–3в. Большая часть кривых ρ_{ob}^M и ρ_{ob}^m на профилях МТЗ развернута с погрешностью до 20° субширотно или субмеридионально. При более высоком отклонении их азимута от осей X, Y и значительных различиях между кажущимися электрическими сопротивлениями на кривых $\rho_{ob}^M(T_i)$ и $\rho_{ob}^m(T_i)$ они отбраковывались.

3.2. Трехмерная инверсия экспериментальных кривых МТЗ

При составлении стартовых моделей учитывались результаты одномерной инверсии кривых ρ_{ob}^M до глубин 1–3 км. Из широкого диапазона рассматриваемых стартовых моделей для иллюстрации предложенного подхода – инверсии инвариантных значений матрицы импеданса $[Z_{ob}]$ выбраны модели, для которых расхождение между Z_{ob}^M, Z_{ob}^m и получаемыми модельными значениями $[Z_{in}]$ были минимальны. Корректировка ρ_m в верхнем слое стартовых моделей позволила достичь минимального расхождения между инвер-

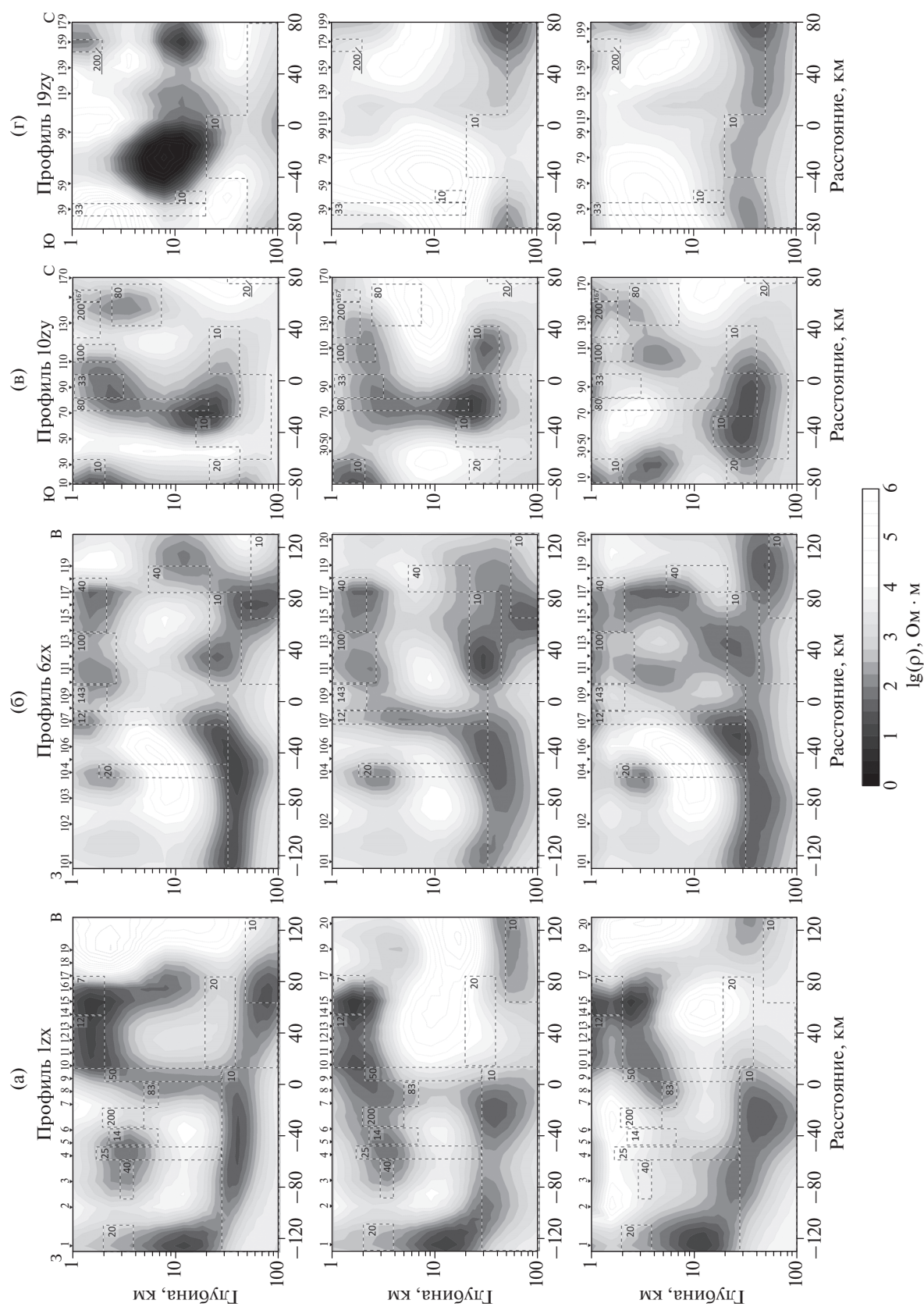


Рис. 4. Результаты 3D-инверсии всех компонент матрицы $[Z_m^M]$ (стартовая модель 1) и импедансов Z_m^M , Z_m^m (стартовые модели 2–3) на профилях тестовой модели (а) – 1zх; (б) – 6zх; (в) – 10zу; (г) – 19zу. Стартовые модели: 1 – верхний ряд, 2 – средний ряд, 3 – нижний. На геоэлектрические разрезы вынесены блоки со значениями ρ_m (Ом · м) в тестовой модели. Сверху – номера точек моделирования импедансов Z_m^M , Z_m^m и $[Z_m]$. Внизу – шкала $\lg(\rho)$, Ом · м.

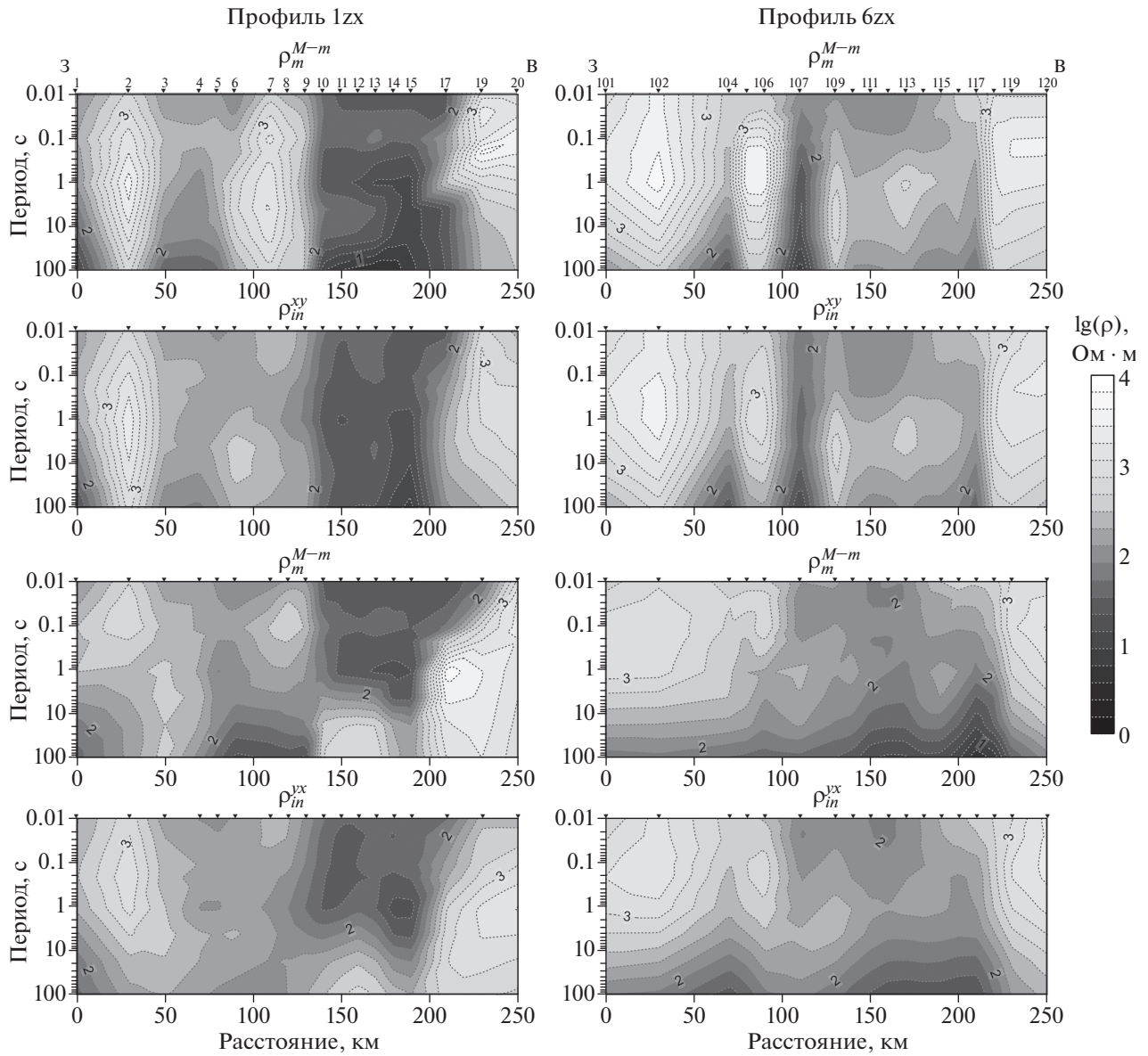


Рис. 5. Сопоставление для профилей 1zx и 6zx (стартовая модель 2) псевдоразрезов кажущегося сопротивления ρ_m^{M-m} (кривые ориентированы только по оси X или оси Y, первый и третий ряды) и получаемых в результате их инверсии кривых ρ_{in}^{xy} и ρ_{in}^{yx} (второй и четвёртый ряды). Сверху показано положение и номера м.т. Справа – шкала $\lg(\rho)$, Ом · м.

тируемыми компонентами матриц $[\check{Z}_{ob}]$, импедансами \check{Z}_{ob}^M , \check{Z}_{ob}^m и получаемыми при 3D-инверсии компонентами матриц $[Z_{in}]$. Параметры стартовых моделей 4–6, для которых кривые ρ_{in}^{yx} и ρ_{in}^{xy} наиболее близки к кривым ρ_{ob}^{yx} , ρ_{ob}^{xy} (модель 4) или к ρ_{ob}^{M-m} (модели 5–6), приведены в табл. 2. Эти модели в дальнейшем использовались для построения результирующих трехмерных моделей.

В модели 5 УЭС верхнего слоя аппроксимировало изменение УЭС в верхней части геоэлектри-

ческих разрезов (рис. 3б), а в модели 6 этот слой был перекрыт однородным пластом, который сглаживал влияние резких изменений его ρ_m на кривые МТЗ. Положение профилей на рис. 3б–3в отвечает положению профилей МТЗ на рис. 1.

Получаемые при 3D-инверсии импедансов \check{Z}_{ob}^M и \check{Z}_{ob}^m значения $\rho_{in}^{ob}(h_{in})$ при стартовых моделях 5 или 6 близки между собою и к тестовой модели в средней и верхней частях разреза (рис. 6). Однако они дают несколько меньшую глубину до кровли и подошвы проводящих блоков по сравнению с глубиной до проводящих блоков в тестовой модели.

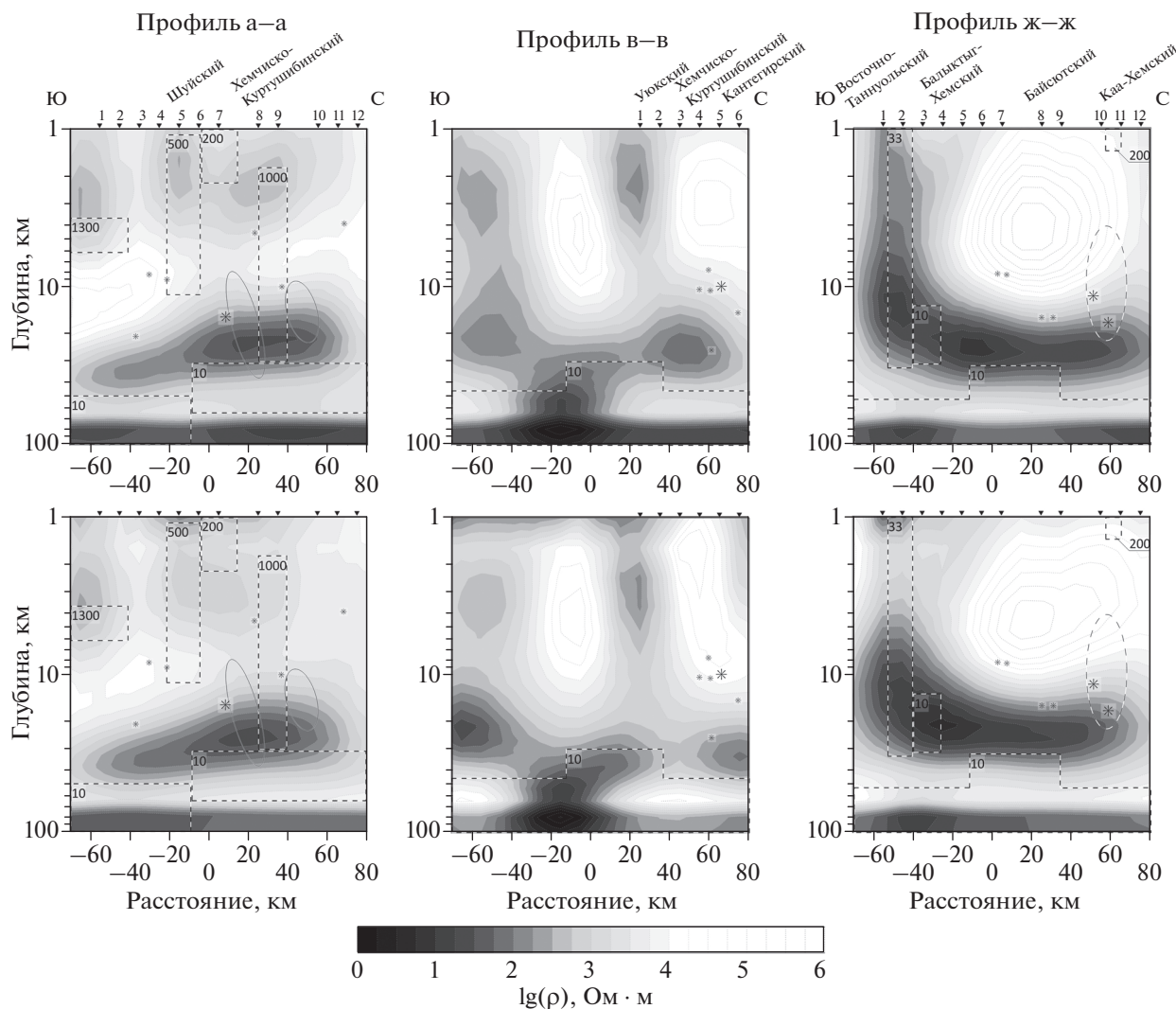


Рис. 6. Результаты 3D-инверсии импедансов \check{Z}_{ob}^M и \check{Z}_{ob}^m для стартовых моделей 5 (верхний ряд) и 6 (нижний ряд) на профилях: а–а; в–в; ж–ж. Звезды – гипоцентры землетрясений: малые афтершоки ($M = 1.5-3.3$, МОВЗ [Кадурин, 2008]), большие главные события (Тээлинское, Саянское и Тувинское). Эллипсы – границы зон: повышенного затухания обменных волн землетрясений (сплошная линия) и положения афтершоков (пунктирная линия). На разрезы $\rho_{in}(h_{in})$ вынесены границы и УЭС низкоомных блоков тестовой модели. Сверху: номера групп т.н. и названия разломов. Снизу: шкала УЭС в $\lg(\rho)$, Ом · м.

С учетом исследований, проведенных на тестовых моделях, в качестве итоговых геоэлектрических разрезов выбраны те, что были получены с использованием стартовой модели 5. На рис. 7 (профили б–б, г–г, д–д) представлены карты $\rho_{in}^{ob}(h_{in})$, полученные в результате 3D-инверсии $\check{Z}_{ob}^M, \check{Z}_{ob}^m$ и всех компонент матрицы $[\check{Z}_{ob}]$. Видно, что для последних ядра глубинных аномалий проводимости расположены ниже минимальных значений $\rho_{in}^{ob}(h_{in})$, полученных при инверсии $\check{Z}_{ob}^M, \check{Z}_{ob}^m$. Появляются псевдоаномалии проводимости, отсутствующие на разрезах, полученных при инверсии $\check{Z}_{ob}^M, \check{Z}_{ob}^m$. Ситуация аналогична той, что

имела место при рассмотрении возможностей 3D-инверсии на тестовых 3D-моделях.

Из сопоставления псевдоразрезов кажущихся сопротивлений $\check{\rho}_{ob}^{m-M}$ (построенных из импедансов Z_m^M, Z_m^m , ориентированных по оси Y или X) и $\rho_{in}^{xy}, \rho_{in}^{yx}$ видно, что они близки между собой (профиль б–б, рис. 8). Соответствующий им геоэлектрический разрез характеризуется наличием ряда субвертикальных аномалий проводимости, концентрирующихся вдоль глубинных разломов (рис. 7).

Иная ситуация наблюдается на профиле а–а, где псевдоразрезы $\check{\rho}_{ob}^{m-M}$ характеризуются волно-

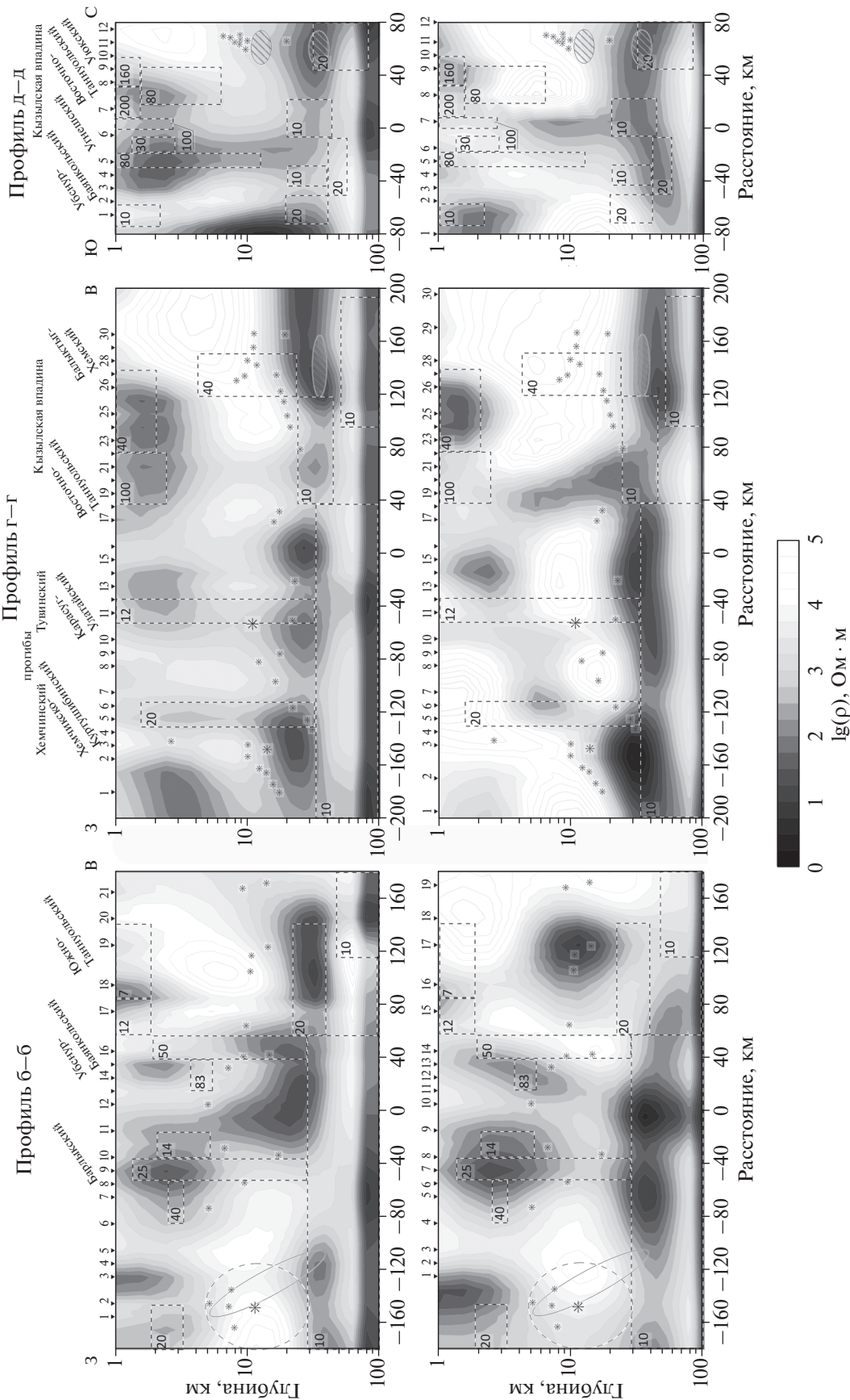


Рис. 7. Результаты 3D инверсии импедансов \check{Z}_{ob}^m (верхний ряд) и всех компонент $[\check{Z}_{ob}^m]$ (нижний ряд) для стартовых моделей: 5 (верхний ряд), 4 (нижний ряд) вдоль профилей 6–6; 7–7; 8–8. Маленькие звезды – гипотенстры землетрясений с $M = 1.5–3.3$ (МОВЗ, Калурин, 2008). Большие звезды – гипотенстры главных событий на: 6–6, Урэг–Нурского; 7–7, Тээлинского и Шаганарского. Эллипсы – линии: сплошная черная и пунктир (см. подпись к рис. 6), сплошная со штриховкой – волноводы на геотранверсе “Кварц”. На разрезы вынесены границы и УЭС низкоомных блоков тестовой модели. Сверху: т.н., названия разломов и структурных единиц. Снизу: шкала УЭС в $\text{lg}(\rho)$, $\text{Om} \cdot \text{m}$.

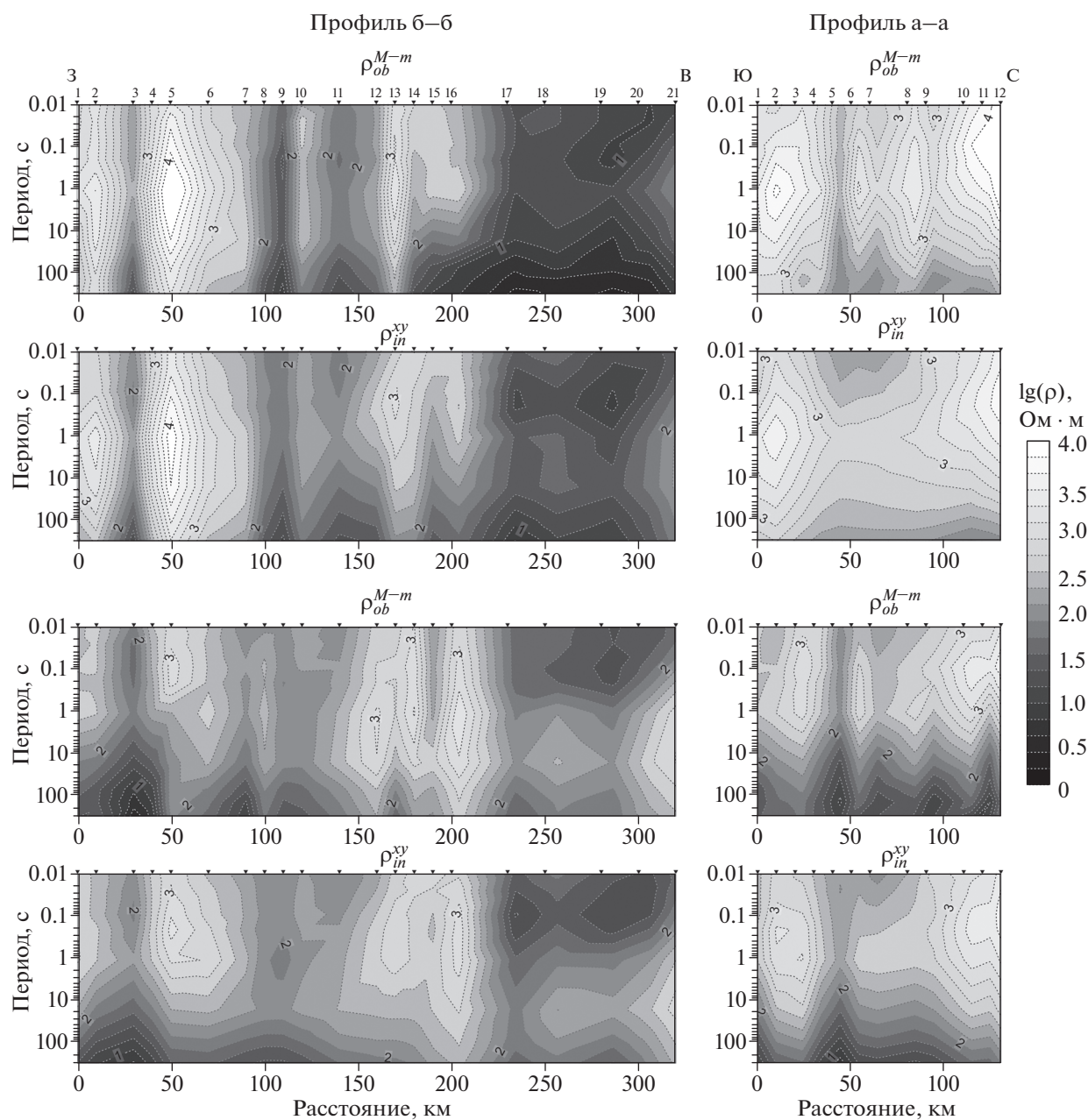


Рис. 8. Псевдоразрезы (первый и третий ряды) кажущего сопротивления $\check{\rho}_{ob}^{M-m}$ (кривые ориентированы только по оси X или Y) и кривых ρ_{in}^{xy} , ρ_{in}^{yx} (второй и четвертый ряды) для стартовой модели 5 на профилях: б–б, а–а. Сверху показано положение и номера т.н., справа – шкала УЭС в $\lg(\rho)$, Ом · м.

образными изменениями ρ_k на всем диапазоне периодов и не отвечают плавным изменениям ρ_{in}^{xy} , ρ_{in}^{yx} (рис. 8). Такой характер поведения наблюдаемых и инверсионных кривых МТЗ связан с наличием в алгоритме программы WSINV3DMT минимизации функционала невязки “штрафной” функцией, сглаживающей по латерали наиболее резкие изменения распределения электропроводности в итоговой модели. Она дает кривые

ρ_{in}^{xy} и ρ_{in}^{yx} , отвечающие разрезу с осредненным распределением УЭС в глубинных аномалиях электропроводности.

Это видно и из сопоставления кривых $\check{\rho}_{ob}^{M-m}$ с полученных при инверсии ρ_{in}^{xy} (рис. 9а–9б), а также фаз импедансов $\text{Arg } \check{Z}_{ob}^{M-m}$ с $\text{Arg } Z_{xy, in}$. Видно, что при средних относительных погрешностях

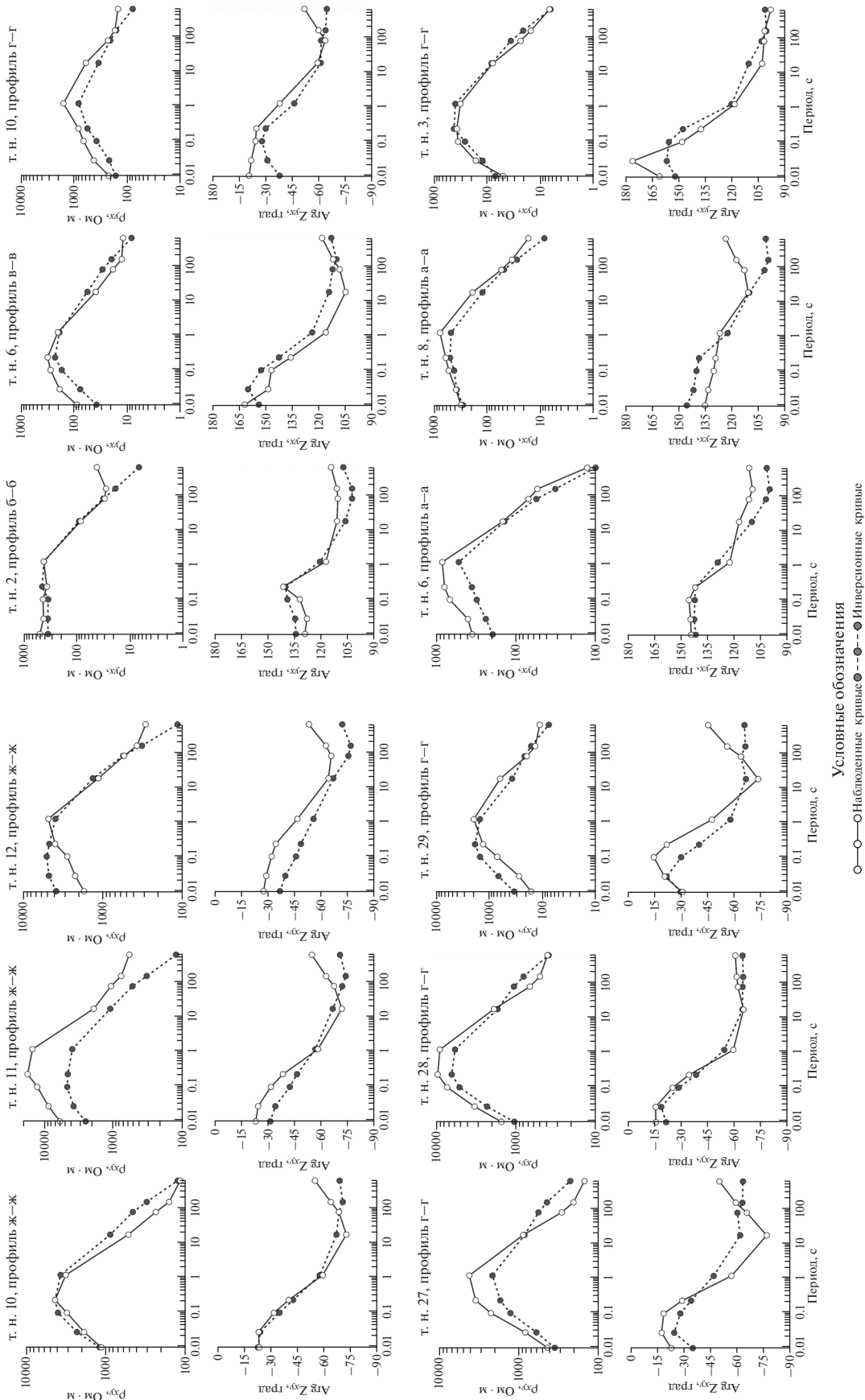


Рис. 9. Наблюденные кривые ρ_{ob}^M, ρ_{ob}^m (сплошная линия, белые круги; стартовая модель 5) и инверсионные ρ_{in}^M, ρ_{in}^m (пунктирная линия, серые круги) кривые кажущегося сопротивления; наблюдаемые $Arg Z_{ob}^M, Arg Z_{ob}^m$ (сплошная линия, белые круги; стартовая модель 5) и инверсионные $Arg Z_{in}^M, Arg Z_{in}^m$ (пунктирная линия, серые круги) фазы импедансов вблизи: Кызылской впадины (Пр. г-г, т.н. 27-29), очагов землетрясений: Каа-Хемского (Пр. ж-ж, т.н. 10-12), Шапшалского (Пр. б-б, т.н. 2), Саянского (Пр. в-в, т.н. 6) и Шагонарского (Пр. г-г, т.н. 10), Тээлинского (Пр. а-а, т.н. 6, т.н. 8). По осям — логарифмический масштаб.

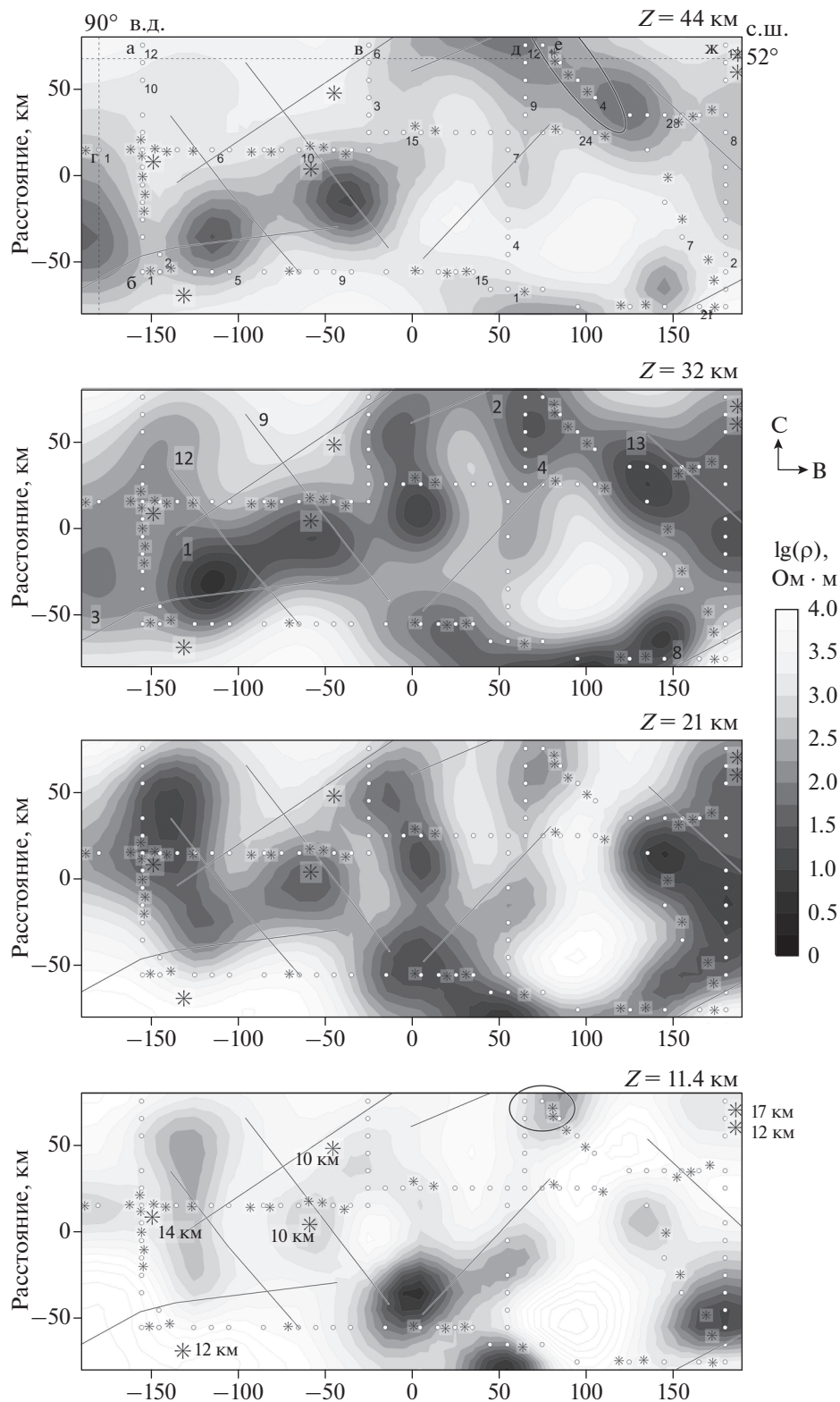


Рис. 10. Карты УЭС, построенные для импедансов $\check{Z}_{ob}^M, \check{Z}_{ob}^m$ (стартовая модель 5) по результатам 3D-инверсии, для глубин: 11.4, 21, 33 и 44 км. Эпицентры: афтершоков – малые звезды – [Кадурин и др., 2008], главных событий – большие звезды и их глубины (для $Z = 11.4$ км). Для $Z = 32$ км показано положение глубинных разломов и их номера (согласно рис. 1). Для $Z = 44$ км даны номера ряда т.н. Эллипсы – зоны с пониженными скоростями продольных волн (метод ГСЗ). Справа – шкала $\lg(\rho)$, $\text{Ом} \cdot \text{м}$.

инверсии $\delta_{in}^{pxy} \approx \delta_{in}^{pyx} \approx 30\%$ и среднеарифметических отклонениях фаз $\text{Arg } Z_{xy,in}$, $\text{Arg } Z_{yx,in}$ от фаз $\text{Arg } Z^{M-m}$ до $6-7^\circ$, “shift” эффект на кривых ρ_{ob}^{m-M} в основном учитывается программой WSINV3DMT. Близость низкочастотных ветвей наблюдаемых кривых МТЗ и фаз импедансов к инверсионным (рис. 9, рис. 10) в т.н., расположенных вблизи эпицентров главных событий (рис. 10), позволяет надеяться на достоверность оценки глубины залегания кровли проводящих блоков под ними.

Выводы. В стартовой модели необходимо задавать распределение ρ_m в верхнем слое, отвечающее УЭС осадочного чехла впадин, речных долин и горного обрамления. Интерпретацию экспериментальных кривых МТЗ, проводимую методом подбора 3D-модельных кривых МТЗ, необходимо дополнять их трехмерной инверсией. 3D-инверсия отражает положение проводящих блоков в верхней части модели (рис. 2), выделенных методом подбора, и корректирует положение кровли проводящих структур, полученных методом подбора в нижних частях трехмерной модели (рис. 6, рис. 7). При 3D-инверсии всех компонент матриц $[Z_{ob}]$ или импедансов Z_{ob}^M , Z_{ob}^m глубже 50–60 км выделяется слой высокого УЭС, отсутствующий в тестовой модели [Белявский и др., 2018]. Однако этот слой выделяется в глубинной модели региона, построенной ранее [Белявский, Ракитов, 2014].

3.3. Электропроводность центральной части Алтае-Саянского региона

Из результатов трехмерной инверсии экспериментальных МТ данных видно (рис. 6, рис. 7, рис. 10), что глубже 11–15 км под гипоцентрами землетрясений УЭС уменьшается под т.н.: 10–12 (Каа-Хемское событие), Пр. ж–ж до значений менее $10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; 3 (Большепорошское), Пр. в–в до $70-200 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; 1–2 (Шапшальское), Пр. б–б до $30-50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; 2–4 (Тээлинское), Пр. г–г до $10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; 11–12, 14–15 (Шагонарское) и 20–22, 25–29 (Кызыльская впадина), Пр. г–г до $10-100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$.

На геоэлектрическом разрезе, построенном вдоль профиля а–а, блок коры с УЭС $100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ воздымается с глубины 30 км (северный борт Убсунурской впадины) до 15 км (западный борт Хемчикского прогиба), а его ρ_{in} уменьшается до $10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (рис. 6). Эта зона повышенной проводимости, как и гипоцентры землетрясений Тээлинского очага, расположена вблизи областей повышенного поглощения обменных волн землетрясений ($K > 0.0009 \text{ дБ/км}$). Аналогичная ситуация наблюдается для гипоцентра Урэг-Нурского землетрясения, расположенного (рис. 7, профиль б–б) южнее т.н. 1–2, над аномалией с $\rho_{in} = 30-50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. Его афтершоки охватывают блок с повышенным

поглощением обменных волн землетрясений и обрамляют снизу аномалию с $\rho_{in} = 100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, как и на профилях г–г (т.н. 25–29) и д–д (т.н. 11–12), где под Кызыльской впадиной (Шагонарский очаг) аномалия с УЭС $1-30 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ также коррелирует с положением зоны пониженных скоростей обменных волн землетрясений и продольных волн в методе ГСЗ [Белявский, Ракитов, 2012].

На итоговых геоэлектрических моделях минимальным УЭС характеризуются разломы: Барлыкский, Унгешский, Убсунур-Баянкольский, Восточно-Таннуольский и Карасуг-Улатайский с $\rho_{in} = 30-100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (рис. 10, б–б, д–д, рис. 11, в–в и рис. 10, г–г). Шуйский и Хемчикско-Куртушинский разломы выделяются блоками с $\rho_{in} = 130-300$ и $800 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (рис. 11, а–а). Региональные структуры, пересекаемые минимальным числом разломов, характеризуются максимальным коровым УЭС (Восточно-Таннуольская, Западно-Саянская СФЗ).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

1. Проведенные на тестовой модели опыты по трехмерной инверсии всех компонент матрицы импеданса $[Z_m]$ и ее инвариантных значений Z_m^M , Z_m^m показали способность предложенной методики восстанавливать с долей смещения положение низкоомных блоков, расположенных в верхней части модели и с небольшим смещением кровлю проводящих блоков в ее нижней части (рис. 4). Однако нижние кромки аномалии повышенной проводимости $\rho_{in}^{ob}(h_{in})$ выделяются на меньших глубинах, чем на более ранних версиях [Белявский и др., 2018], полученных методом интерактивного подбора модельных кривых МТЗ к экспериментальным. При этом верхние части аномалий $\rho_{in}^{ob}(h_{in})$ охватывают более широкие области на глубинах 20–30 км (рис. 10), чем занимают блоки с низкими УЭС в тестовых моделях.

2. Параметры глубинных частей геоэлектрического разреза, восстановленные при 3D-инверсии экспериментальных импедансов Z_{ob}^M , Z_{ob}^m или матриц $[Z_{ob}]$, не всегда идентичны (рис. 7). С учетом результатов апробации программы WSINV3DMT на тестовой модели, в качестве итоговых приняты геоэлектрические построения, полученные при 3D-инверсии инвариантных значений матрицы импедансов Z_{ob}^M и Z_{ob}^m .

3. Основная часть гипоцентров землетрясений расположена над кровлей коровых проводников, вблизи глубинных низкоомных разломов с $\rho_{in} = 10-200 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, которые отвечают положению доменов, характеризующихся повышенным затухани-

ем обменных волн землетрясений ($K > 0.0009$ дБ/км). Часть из них коррелирует с зонами пониженных скоростей продольных и поперечных волн (рис. 6, рис. 7), выделенных методами МОВЗ–ГСЗ [Булин, Егоркин, 2000; Белявский, Ракитов, 2012]. Это свидетельствует о повышенной трещиноватости и обводненности блоков коры под очагами землетрясений. Минимальными УЭС (10–20 Ом · м) характеризуются очаговые зоны Тээлинская и Каа-Хемская, расположенные в переклиналиных частях (западной и восточной) Тувинской котловины (рис. 10), а максимальными (50–200 Ом · м) Шагонарская, Шапшалская и Большепорошская.

4. Разломы северо-западного простирания Восточно-Таннуольский, Унгешский, Барлыкский, Карасуг-Улатайский и Балыктыг-Хемский и северо-восточного – Убсунур-Баянкольский характеризуются наиболее низкими УЭС. Эти аномалии электропроводности, в основном, расположены выше выделенных проводящих блоков в средней и нижней коре, – в областях, где дилатационные процессы при сдвиговых деформациях способствуют образованию порового и трещинного пространства и миграции флюида в верхнюю часть коры [Каракин и др., 2003]. В пределах перечисленных разломов проявляются и эффекты девиаторного растяжения коры. Если составляющие его вектора ориентированы ортогонально к простиранию разломов [Ребецкий и др., 2013], то возможно повышение флюидонасыщенности коры не только в них, но и под Кызылской впадиной, Тувинским и Хемчикским прогибами, Ондум-Буренской и Хемчикской СФЗ, где глубже 20–25 км выделены блоки с $\rho_{in} = 10–50$ Ом · м. За пределами этих структур, в средней и нижней коре УЭС возрастает до 500–1000 Ом · м (Западно-Саянская, т.н. 12, а–а и т.н. 5–6, в–в и Западно-Сангиленская СФЗ, т.н. 10, е–е).

5. Под Кызылской впадиной и Ондум-Буренской СФЗ дефицит скорости продольных волн (методы ГСЗ–МОВЗ) на глубинах 10 и 30 км составляет соответственно 2 и 4.2% [Булин, Егоркин, 2000]. Эти домены отвечают аномалиям высокой проводимости, расположенным под профилями г–г (т.н. 25–26), е–е (т.н. 1–4) и д–д (т.н. 11–12). Блоки коры, характеризующиеся одновременно повышенной проводимостью и пониженной скоростью продольной волн, могут содержать и высокий процент связанной в непрерывные цепочки доли водного флюида.

Высокая проводимость коры под Тувинской котловиной, лежащей на продолжении Байкальской рифтовой зоны [Курганьков, 2001], может быть объяснена и растяжением литосферы. Это подтверждается томографической моделью (комплекс МОВЗ–ГСЗ), в которой домен с дефицитом скорости $V_p \approx 2.5\%$ расположен глубже 100 км. Такой мантийный диапир может вызвать повышен-

ное содержание жидкой фракции флюида [Файф и др., 1981] и в верхних блоках литосферы. Данная гипотеза рассматривалась ранее при интерпретации МТ данных методом подбора [Белявский и др., 2018].

Однако тепловой режим в Алтае-Саянском регионе способствует образованию надкритического водного флюида на глубинах 30–35 км, где температура достигает 600–700° [Матросов и др., 1988], которой достаточно для дегидратации пород амфиболитовой фации метаморфизма [Браун, Массет, 1984]. Поскольку 3D-инверсия МТ данных показала, что подошва нижних проводящих блоков может быть расположена и на глубинах 40–50 км (рис. 6, рис. 7), то генерация флюида, возможно, идет и в консолидированной коре.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят сотрудников ФГУП КНИИ-ГиМС и “Всероссийского научно-исследовательского института Геофизические методы разведки”, выполнявших полевые наблюдения и обработку данных МТЗ и МОВЗ по Алтае-Саянскому региону, а также доктора геолого-минералогических наук Пушкарева Павла Юрьевича за содействие в адаптации комплекса программ WSINV3DMT [Пушкарев, 2017].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белявский В.В., Шейнкман А.С., Клипко В.В.* Возможности геоэлектрики при решении задач региональной и рудной геофизики: на примере Алтае-Саянского региона // Геофизические исследования. 2018. Т. 18. № 2. С. 56–72.
- Белявский В.В.* Геоэлектрическая модель Алтае-Саянской складчатой области. LAP-LAMBERT. Academic Publishing. Saarbrücken, Deutschland. 2014. Часть I – 251 с, ISBN: 978-3659-39322-8, Часть II – 186 с, ISBN: 978-3659-52219-2.
- Белявский В.В., Ракитов В.А.* Флюидонасыщенность очаговых зон землетрясений Алтае-Саянского региона // Разведка и охрана недр. 2012. № 3. С. 13–20.
- 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. № 2. С. 68–87.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастуцан В.В.* Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М.: Диалог. МГУ. 1997. 167 с.
- Браун Д., Массет А.* Недоступная Земля. М.: Мир. 1984. 262 с.
- Булин Н.К., Егоркин А.В.* Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН. 2000. 193 с.
- Варенцов И.М.* Общий подход к решению обратных задач в магнитотеллурике в кусочно-непрерывных средах // Физика Земли. 2002. № 11. С. 11–33.

- Друскин В.Л., Книжнерман Л.А. Спектральный полудискретный метод для численного решения трехмерных нестационарных задач в электроразведке // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. № 8. С. 63–74.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Янкайтис В.В., Филина А.Г. Урэг-Нурское землетрясение 15.05.1970 г., $M_S = 7.0$ (Монгольский Алтай), афтершоковый процесс и особенности современной сейсмичности эпицентральной области // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1417–1432.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Фатеев А.Г., Подкорытова В.Г. Афтершоковая область Тувинских землетрясений 27.12.2011 г. с $M = 6.6$ и 26.12.2012 г. с $M = 6.8$. В ежегоднике “Землетрясения России в 2012 году”. Обниск: ГС РАН. 2014. С. 94–98.
- Еманов А.Ф., Лескова Е.В., Еманов А.А., Подкорытова В.Г., Шевкунова Е.В. Саянское землетрясение 10 февраля 2011 г. с $K_p = 13.9$, $M_L = 6.4$, $I_0 = 7$ и особенности сейсмического режима Западного Саяна. Землетрясения Северной Евразии, 2011. Обниск. 2017. С. 323–331.
- Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И. Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. М.: Государственный научный центр Российской Федерации – ВНИИгеосистем. 2003. 222 с.
- Курганьков П.П. Геодинамическая обстановка сейсмоактивных районов Алтае-Саянской области и проблема внутриконтинентального рифтогенеза. Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. Красноярск: КНИИГиМС. 2001. С. 31–44.
- Матросов П.С., Шапошникова Г.Н. и др. Кн. 1. Алтае-Саянский регион и Забайкальско-Верхнеамурский регионы. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Сборник научных трудов. М-во геологии СССР. Всесоюзный научно-исследовательский. Геол. Ин-т. Мин. геологии СССР. Л.: Недра. 1988. 299 с.
- Монгуш С.-С.С. Уточнение исходной сейсмичности по мониторингу республики Тыва. Материалы Всероссийской научно-практической конференции (17–18 ноября 2015 г., Кызыл, Россия) “Сейсмическая безопасность региона и воздействие сейсмологических и социально-экономических факторов на его развитие”. Кызыл: РИО ТувГУ. 2015. С. 38–44.
- Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А.Ф. Грачева. М.: ОИФЗ – РАН, GEON. 2000. 487 с.
- Пушкарев П.Ю. Интерпретация низкочастотных электромагнитных зондирований неоднородных сред применительно к решению геологических задач. Автореферат представленный на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук по специальности 25.00.10. Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых. М.: МГУ. 2017. 37 с.
- Райс Дж. Механика очага землетрясений. М.: Мир. 1982. 217 с.
- Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформация земной коры Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54(2). С. 271–291.
- Файф У., Прайс Н., Томпсон Ф. Флюиды в земной коре. М.: Мир. 1981. 433 с.
- Counil J.L., le Mouel J.L., Menvielle M. Associate and conjugate directions concepts in magnetotellurics // Annales Geophysicae. 1986. 4B. 2. P. 115–130.
- Miensonpust M.P., Queralt P., Jones A.G. Magnetotelluric 3D inversion – review of two successful workshops on forward and inversion code testing and comparison and the 3D MT modelers // Geophys. J. Int. 2013. V. 193. P. 1216–1238.
- Siripunvaraporn W., Egbert G., Lenbury Y., Uyeshima M. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2005. 150. P. 3–14.

Three-Dimensional Inversion of Magnetotelluric Data in Studying the Source Zones of the Earthquakes in the Altai–Sayan Region

V. V. Belyavskii^{a, *} and I. N. Lozovskii^{a, **}

^aGeoelectromagnetic Research Centre, Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Troitsk, Moscow, 142190 Russia

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

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

A three-dimensional (3D) inversion of the components of magnetotelluric impedance matrix is used for constructing a geoelectric model of the Altai–Sayan region. Based on the model and empirical data, the possibilities of three-dimensional inversion of all the four components of the impedance matrix and its invariant values are studied. The model values of the impedance matrices obtained by solving the inverse problem by interactive fitting the 3D model invariant curves of apparent electrical resistivity to the experimental curves for the central part of the Altai–Sayan region were used as the test data. The high conductivity anomalies obtained by 3D inversion are correlated with the locations of earthquake sources, deep faults, domains of increased attenuation of the converted waves from the earthquakes, and low velocities of P-waves in the deep seismic sounding and earthquake converted waves methods.

Keywords: geoelectric model, three-dimensional inversion, impedance matrix component, deep seismic sounding