

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

**В.В. Белявский**

*Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,  
142190, Троицк, Московская обл., Россия*

При построении геоэлектрических моделей южной части Алтае-Саянского региона, характеризующейся трехмерным распределением электропроводности, оценивались возможности программы трехмерной инверсии WSINV3DMT на модельных  $[Z_m]$  и наблюдаемых  $[Z_{ob}]$  компонентах тензора импеданса и его инвариантных значениях. Они были получены для трехмерной модели, построенной методом интерактивного подбора 3D модельных кривых МТЗ к экспериментальным при решении обратной задачи МТЗ. Апробация программы WSINV3DMT на модельных МТ данных показала на возможность не только выделения блоков повышенной электропроводности, но и появления не модельных аномалий псевдопроводности. В статье представлена трехмерная геоэлектрическая модель южных очаговых зон региона, построенная с помощью программы WSINV3DMT и предлагаемой методики интерпретации. Выделенные блоки пониженного удельного электрического сопротивления коррелируют с положением: очагов землетрясений, глубинных разломов, областей повышенной поглощения обменных волн землетрясений.

*Магнитотеллурическое зондирование, 3D инверсия, удельное электрическое сопротивление, очаговые зоны землетрясений.*

## THREE-DIMENSIONAL INVERSION OF MAGNETOTELLURIC DATA IN STUDY OF FOCAL ZONES OF EARTHQUAKES IN THE SOUTH OF THE ALTAI-SAYAN REGION

**V.V. Belyavsky**

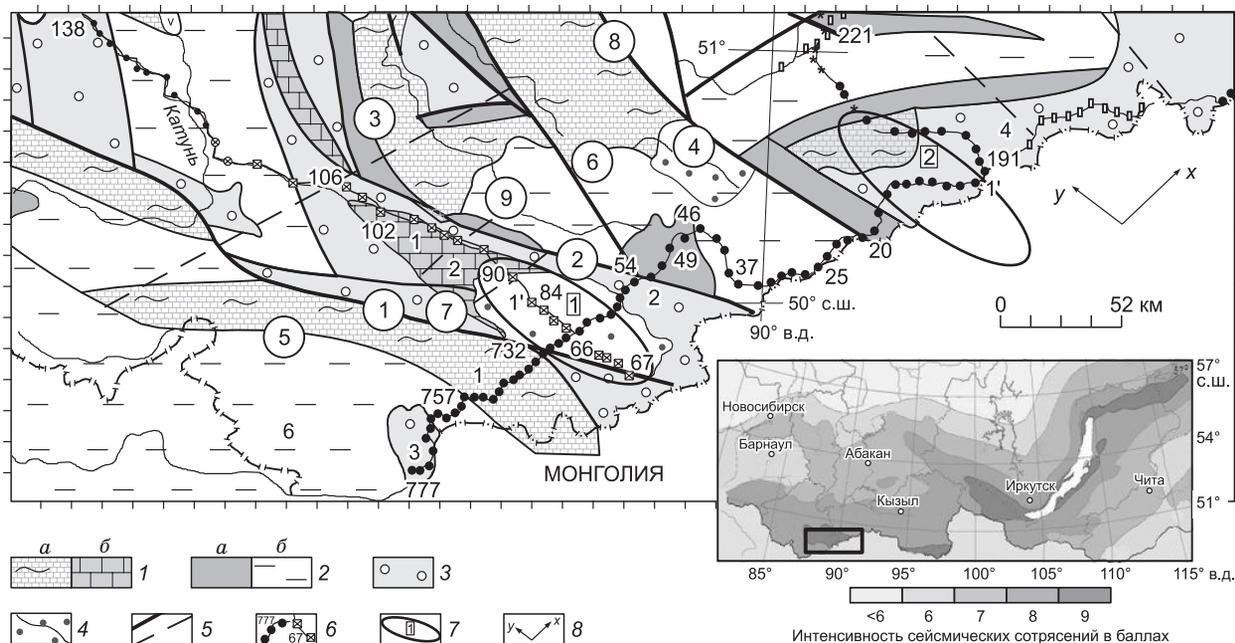
The potentialities of the 3D inversion program WSINV3DMT were estimated on the model  $[Z_m]$  and observed  $[Z_{ob}]$  components of the impedance tensor and its invariants during the construction of geoelectrical models for the southern part of the Altai-Sayan region characterized by a three-dimensional distribution of electrical conductivity. These components were obtained for a 3D model constructed by the method of interactive selection of the 3D model induction curves for the experimental ones. Testing of the WSINV3DMT program on the model magnetotelluric data showed the possibility of not only isolation of blocks of high electrical conductivity but also of the appearance of conductivity anomalies different from the model ones. The paper presents a 3D geoelectrical model for the southern focal zones of the region, constructed with the use of the WSINV3DMT program and the proposed method of interpretation. The isolated blocks of low electrical resistivity are correlated with the location of earthquake foci, deep faults, and regions of high absorption of earthquake exchange waves.

*Magnetotelluric sounding, 3D inversion, electrical resistivity, focal zones of earthquakes*

### ВВЕДЕНИЕ

Интерес к распределению геоэлектрических характеристик литосферы вызван зависимостью удельного электрического сопротивления (УЭС) от степени минерализации флюида, его связанности и насыщения им горных пород. Распределение УЭС в коре позволяет выделить наиболее ослабленные и насыщенные связанным жидким флюидом зоны, вдоль которых происходит перемещение блоков коры, а в областях их выклинивания концентрируются участки с максимальными напряжениями [Райс, 1982], где часто происходят сейсмические события.

В работе [Киссин, 2009] показано, что сейсмическая активность проявляется чаще всего при сочленении структур с контрастными геоэлектрическими показателями, высокими горизонтальными градиентами сейсмических скоростей или блоков с различным поглощением поперечных волн. Последнее определяется и флюидонасыщенностью, которая связана с процессами метаморфической дегидратации. В флюидометаморфогенной модели [Родкин, Рундквист, 2017] сейсмический процесс обусловлен тектоническими напряжениями и метаморфическими процессами, а изменение проницаемости и пористости среды определяется связанностью флюидно-порового пространства и размером пор. Оно может за-



**Рис. 1. Расположение профилей МТЗ на схеме структурно-геологического районирования Алтае-Саянского региона [Матросов и др., 1988].**

1 — структурно-формационные зоны (СФЗ) поздних протерозойд: а — зеленосланцевые выступы байкалиды; 1 — Южно-Чуйский; б — терригенно-кремнисто-карбонатные чехлы массивов; 2 — Чаган-Узунский блок; 2 — СФЗ каледонид: а — раннекаледонские эвгеосинклинальные с офиолитовыми ассоциациями, б — позднекаледонские многоэвгеосинклинального типа; 6 — Южно-Холзунская; 3 — СФЗ каледониды орогенной стадии: 2 — Юстьдская, 3 — Калгутинская, 4 — Тувинская; 4 — СФЗ посторогенной активизации: 1, 1' — Курайская и Чуйская впадины; 5 — глубинные разломы (цифры в кружках): 1 — Башеланский, 2 — Курайский, 3 — Прителецкий, 4 — Восточно-Шапшальский, 5 — Южно-Теректинский, 6 — Чулышманский, 7 — Центрально-Чуйский, 8 — Шапшальский, 9 — РС (разлом, по данным МОВЗ), штриховыми линиями показаны скрытые разломы; б — точки МТЗ на профилях: Укок — Саглы (777—1), Бийск — Ташанта (67—138) и Саглы — Шира (191—221); 7 — эпицентральные зоны землетрясений (цифры в квадратах): 1 — Алтайского, 2 — Урэк-Нурского; 8 — направление осей координат X и Y в 3D моделях.

полняться флюидом. Поскольку основным компонентом флюидной системы является вода [Киссин, 2009], то они могут рассматриваться как составляющие части внутрикоревой гидросферы.

Актуальность проведения глубинных магнитотеллурических исследований обусловлена тем, что рассматриваемая часть Алтае-Саянского региона характеризуется интенсивностью сейсмических сотрясений до 8—9 баллов (рис. 1, врезка). В представленной статье показано, как с помощью аппарата 3D инверсии экспериментальных кривых магнитотеллурического зондирования (МТЗ) можно выполнить оценку геоэлектрических параметров глубинных разломов и проводящих блоков в земной коре. Продемонстрирована их связь с очагами землетрясений и с зонами повышенного поглощения сейсмических обменных волн землетрясений.

Опыты по 3D инверсии, выполненные программой WSINV3DMT [Siripunvaraporn et al., 2005] на модельных матрицах импедансов  $[Z_m]$ , показали, что на профиле, пересекающем блоки с разными УЭС, она может восстановить их положение при соответствующей стартовой модели [Иванов, Пушкарев, 2012]. Для профиля МТЗ, развернутого на  $45^\circ$  относительно направления вытянутого 3D блока [Kiyun et al., 2014], его положение также восстанавливается при инвертировании всех или главных значений матриц импедансов, ориентированных по направлениям его граней.

В настоящей статье рассматриваются пересекающиеся ортогональные друг другу два профиля МТЗ, что при имеющихся сведениях о распределении УЭС в верхней части разреза [Добрецов и др., 2016; Белявский, 2017] позволяет рассчитывать на соответствие глубинных геоэлектрических разрезов тем, что получены при трехмерной инверсии кривых МТЗ.

Активизация Алтае-Саянской складчатой области связана с региональным сжатием, возникшим из-за коллизии Индостанской плиты с Евразийским континентом. Формирование ее кайнозойской структуры «является результатом передачи деформаций от Индо-Евразийской коллизии на дальние расстояния по «принципу домино» через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов, распо-

ложенных среди палеозойско-мезозойских складчатых зон» [Буслов и др., 2013, с. 1623]. В этой же работе показано, что ряд тектонических элементов в формировании позднепалеозойских орогенных структур характеризуется крупноамплитудными сдвигами и надвигами различной ориентации.

Нынешняя стадия неотектонической активизации проявляется в усилении вертикальных движений в области поднятий и прогибов, а также сжатия в север-северо-западном направлении, в основном положительных структур Горного Алтая [Матросов и др., 1988; Ребецкий и др., 2013]. Эволюция представлений о формировании складчатых структур Горного Алтая, с учетом коллизионной ее природы, получена согласно расчетам тензоров напряжения по системе разломов. Они позволили предположить, что основной причиной активизации может являться сползание жестких блоков коры по полурасплавленной мантии, как и ее самой в сторону от низкоскоростного сейсмического мантийного купола [Кузнецова и др., 1999]. При этом в кору внедряются полурасплавленные мантийные диапиры, которые формируют структуру верхней коры. Расчет тензоров напряжения также показывает, что необходимо учитывать и механизмы эрозии и денудации, которые приводят к горизонтальным сжатиям в пределах поднятий и растяжениям под межгорными впадинами. Подчеркивается, что наблюдается зависимость современного напряженного состояния земной коры от глубинных коровых и мантийных неоднородностей [Ребецкий и др., 2013].

Рассматриваемая область размещается в пределах каледонид Западных Саян, межгорных Курайской, Чуйской и Убсунурской впадин, заполненных кайнозойскими молассоидными, в том числе и угленосными отложениями (см. рис. 1). Район исследований ограничен на западе Южно-Теректинским и Башеланским, на востоке Шапшальским, а на севере Курайским разломами. По их северо-западным фрагментам формируются сдвиги и взбрососдвиги, а по субширотным и северо-восточным их ответвлениям и разломам более низкого ранга позднекайнозойские надвиги [Добрецов и др., 2016].

#### КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ЮЖНЫХ ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОГО РЕГИОНА

В пределах рассматриваемой территории выделяются Алтайская и Шапшальская очаговые зоны землетрясений. Эпицентральное поле Алтайского очага (размерами 150×100 км) северо-западного направления расположено в пределах Курайской, Чуйской впадин и разделяющего их Чаган–Узунского выступа. Оно приурочено к пересечению активизированных разнонаправленных глубинных разломов (см. рис. 1): Курайского, Башеланского, Южно-Теректинского, Центрально-Чуйского и РС.

Очаг Алтайского землетрясения (27.09.2003 г.) расположен на глубине 8.8 км с  $M = 7.3$  под западной частью Чаган-Узунского блока. Он связан с зоной понижения скоростей продольных волн на глубинах 5—10 км с  $v_p$  от 6.35 до 6.20 км/с под северо-западным бортом Чуйской впадины [Лисейкин, Соловьев, 2005]. Гипоцентры афтершоков Алтайского землетрясения, располагающиеся на глубинах 2—20 км, протягиваются под северо-западными бортами Чуйской и Курайской впадин и вблизи Центрально-Чуйского и РС разломов. Здесь же выделены зоны повышенного поглощения  $P$ -,  $S$ - обменных волн землетрясений ( $K > 0.0009$  дБ/км) и латерального понижения их скоростей в верхней коре [Белявский, Ракитов, 2012].

Эпицентральное поле Шапшальской очаговой зоны размерами 120×45 км (см. рис. 1) находится на стыке двух контрастных неотектонических блоков: опускающегося западного борта Убсунурской впадины (широтного направления) и воздымающихся блоковых структур Тувинской складчатой системы, имеющие северо-западное простирание. В районе очага проявляются разрывные нарушения Шапшальской разломной зоны с субмеридиональными блоками шириною до 15 км и длиной 60—120 км.

Ориентировка эпицентального поля Шапшальского очага обусловлена его приуроченностью к зоне активного Шапшальского разлома, по которому граничат блоки с разнонаправленными вертикальными движениями. За 1970—2007 гг. гипоцентры землетрясений в районе Урэг-Нурского землетрясения располагались на глубинах от 3 до 23 км с максимумами на 6—8 и 12 км, а афтершоковый процесс приурочен к внутриблочным разрывам [Еманов и др., 2012]. Эпицентр Урэг-Нурского землетрясения с  $M = 7.0$  (15.05.1970 г.) расположен на глубине 12 км, где кончается сильная скоростная расслоенность коры и севернее выделяются блоки с повышенным затуханием ( $K > 0.0009$  дБ/км) обменных волн землетрясений, протягивающихся до глубины  $H = 40—50$  км [Белявский, Ракитов, 2012].

Вертикальные перемещения по зонам крупнейших разломов вблизи очаговых зон за период неотектонической активизации не превышали 3—4 км, а горизонтальные сдвиги по разломам северо-западного направления составляли 20—40 км. Увеличение площади мобильных зон происходило за счет дробления и вовлечения во вздымание краевых частей устойчивых блоков обрамления [Новиков, 2004].

## ПОСТРОЕНИЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ АЛТАЙСКОЙ И ШАПШАЛЬСКОЙ ОЧАГОВЫХ ЗОН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Рассматриваемая часть Алтае-Саянского региона представлена сочетанием разновозрастных изометричных блоков [Новиков, 2004]. Разломы, разделяющие блоки, характеризуются различной ориентацией, а на структурные линии региона наложены изометричные молассоидные впадины кайнозойского возраста. О трехмерной структуре очаговых зон землетрясений свидетельствует и распределение фазочувствительной асимметрии матриц импедансов [Белявский, 2017]. Осадочные чехлы впадин и верхние части их бортов рассматривались как верхний этаж геоэлектрической модели, под которым расположен нижний, параметры последнего определялись при 3D инверсии МТ данных.

Ранее геоэлектрическая модель литосферы юга Алтае-Саянского региона строилась с помощью интерактивного подбора к экспериментальным кривым МТЗ 3D модельных [Белявский, 2017], рассчитанных по программе численного трехмерного моделирования МТ полей Maxwell [Друскин, Книжнерман, 1988]. Их вычисление выполнялось в диапазоне периодов  $0.002 < T < 400$  с конечно-разностным методом с использованием схемы спектрального приближения через собственные значения матриц системы уравнений, полученных в процессе Ланцоша. При расчетах использовалось до 100 000 шагов Ланцоша на сетке  $130 \cdot 140 \cdot 70$  ( $X, Y, Z$ ) с шагом разгонки от 3 км в центральных блоках модели до 20 км и более за их границами. Компоненты матрицы импеданса  $[Z_m]$ , их инварианты и их ориентация, параметры асимметрии, одномерная инверсия различных типов импедансов вычислялись по сервисной программе [Белявский, 2017].

Наряду с 3D инверсией компонент матриц импедансов  $[Z_m]$  и  $[Z_{ob}]$  оценивалась возможность использовать и их инварианты  $|Z_{ob}^{\max H}|$ ,  $|Z_{ob}^{\min H}|$  и  $|Z_m^{\max H}|$ ,  $|Z_m^{\min H}|$  [Counil et al., 1986]. Это позволяет перейти от инверсии четырех компонент тензора импеданса к двум, что упрощает процедуру сравнения исходных и модельных данных, сокращает машинное время при решении обратной задачи МТЗ.

Построенная с помощью программы Maxwell 3D модель южной части Алтае-Саянского региона, отвечающая гипотезе мантийного поступления флюида (рис. 2), с 10—20 %-й средней относительной среднеквадратичной погрешности подбора 3D модельных импедансов максимума и минимума индукции  $|Z_m^{\max H}|$ ,  $|Z_m^{\min H}|$  [Counil et al., 1986] к экспериментальным  $|Z_{ob}^{\max H}|$ ,  $|Z_{ob}^{\min H}|$ , принималась как тестовая. Ее построение в себя включало:

- формирование первичной геоэлектрической модели верхнего этажа и положения разломов, согласно 1D инверсии кривых максимума  $Z_{ob}^{\max H}$  и минимума  $Z_{ob}^{\min H}$  индукции;
- проведение процедуры нормализации экспериментальных  $|Z_{ob}^{\max H}|$  и  $|Z_{ob}^{\min H}|$  для уменьшения проявления «shift» эффекта на кривых МТЗ перед их 1D инверсией;
- составление геоэлектрических моделей методом подбора к импедансам  $|Z_{ob}^{\max H}|$ ,  $|Z_{ob}^{\min H}|$  3D модельных  $|Z_m^{\max H}|$ ,  $|Z_m^{\min H}|$ , рассчитанных для скорректированной первичной модели.

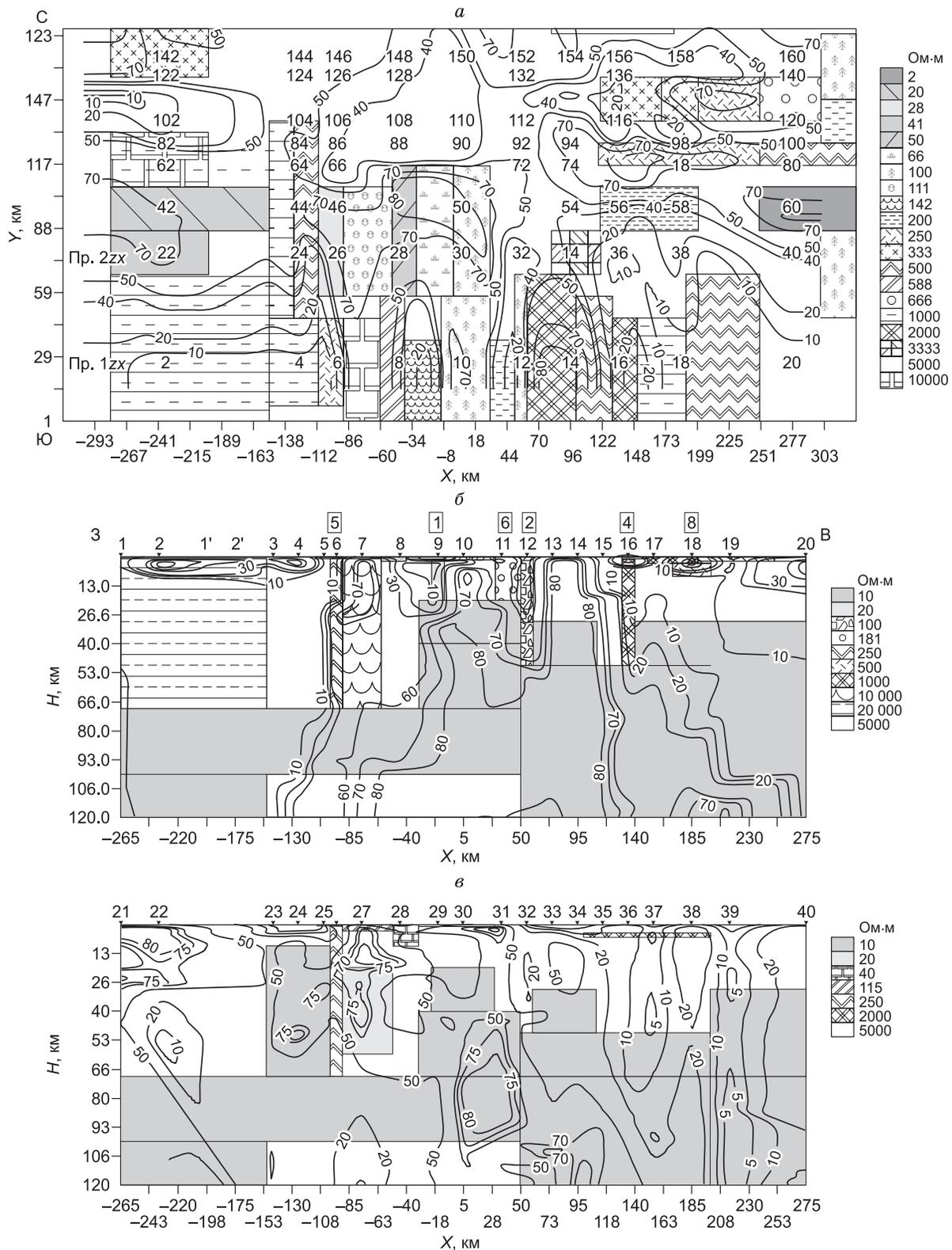
Завершающий этап построения 3D моделей очаговых зон реализовывался с помощью программы 3D инверсии WSINV3DMT [Siripunvaraporn et al., 2005] компонент матриц импеданса  $[Z_{ob}]$  и  $Z_{ob}^{\max H}$ ,  $Z_{ob}^{\min H}$  по схеме:

- адаптация программы WSINV3DMT к тестовой 3D модели Алтае-Саянского региона (см. рис. 2, рис. 3) для матриц  $[Z_m]$  и импедансов  $Z_m^{\max H}$ ,  $Z_m^{\min H}$ , развернутых вдоль осей  $X, Y$  модели;
- 3D инверсия компонент матриц  $[Z_{ob}]$  и  $Z_{ob}^{\max H}$ ,  $Z_{ob}^{\min H}$  для профилей МТЗ Укок—Саглы и Бийск—Ташанта, направление которых отвечает осям  $X$  и  $Y$  в тестовой модели;
- анализ связи получаемых значений  $\rho_{in}(h_{in})$  с положением гипоцентров землетрясений и зон повышенного поглощения обменных волн землетрясений.

Эти этапы включают в себя расчет 3D экспериментальных и модельных параметров асимметрии матриц импеданса  $[Z_{ob}]$ ,  $[Z_m]$ , ориентацию импедансов  $Z_{ob}^{\max H}$ ,  $Z_{ob}^{\min H}$  и  $Z_m^{\max H}$ ,  $Z_m^{\min H}$ .

### ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТЕЙ ТРЕХМЕРНОЙ ИНВЕРСИИ НА ТЕСТОВЫХ МАТРИЦАХ $[Z_m]$ И ИХ ИНВАРИАНТАХ $Z_m^{\max H}$ , $Z_m^{\min H}$

**Метод максимума и минимума индукции.** Импедансные полярные диаграммы  $Z_{xy}(\alpha)$ , традиционно используемые для определения главных направлений и импедансов, оправдывают себя в 2D средах, а в 3D ситуациях минимумы дополнительных  $Z_{xx}(\alpha_1)$  далеко не всегда совпадают с экстремумами основных импедансов  $Z_{xy}(\alpha_2)$ , т. е.  $\alpha_1 \neq \alpha_2$  и неясно, какие импедансы инвертировать. Очевидно, что



**Рис. 2. Сечения «тестовой» 3D модели [Белявский, 2017]:**

*a* — для  $Z=0$  км даны направления углов  $\theta_H^1$  магнитного поля единичного магнитного вектора у импеданса максимума индукции для  $Z_m^{\max H}$  на периоде  $T=27$  с; *b, v* — сечения вдоль пр. 1zx и пр. 2zx. Изолинии — углы  $\theta_H^1$  как функция глубины проникновения МТ поля. Цифры на моделях — номера точек наблюдения МТ полей (т.н.). В квадратах — номера глубинных разломов (см. рис. 1). Справа шкала УЭС.

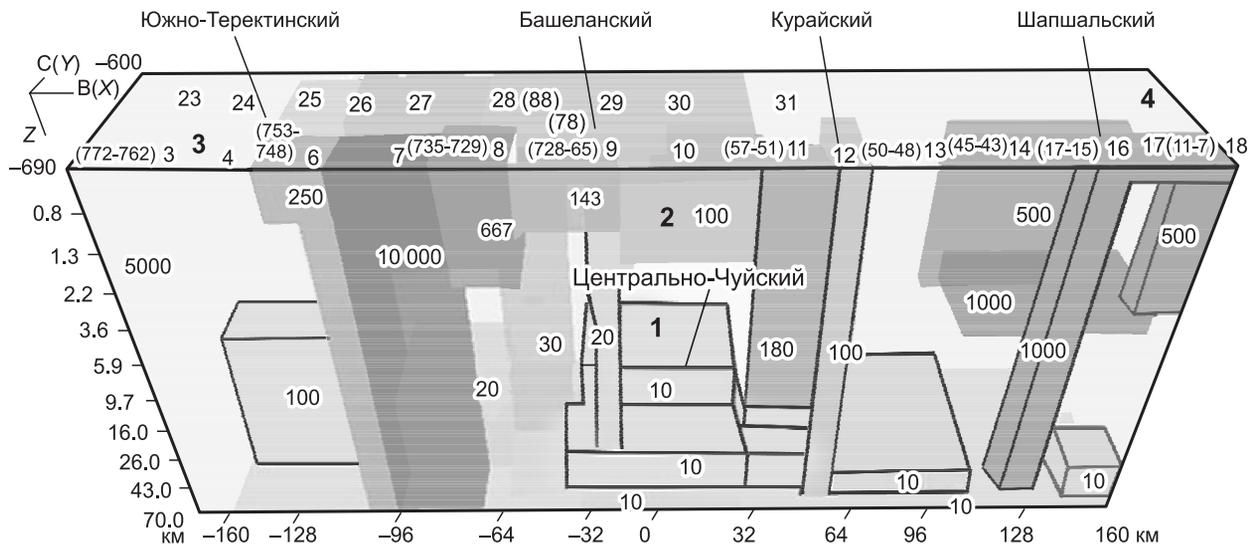


Рис. 3. Вид с юга на упрощенную тестовую геoeлектрическую модель.

На блоках вынесены значения их  $\rho_m$ . На плоскости  $Z = 0$  даны т.н., а в скобках соответствующие им номера экспериментальных МТЗ. Сверху — названия разломов. Структуры региона: 1 — Чаган-Узунский блок, 2 — Чуйская впадина, 3 — Южно-Чуйский выступ, 4 — каледониды Тувинской СФЗ.

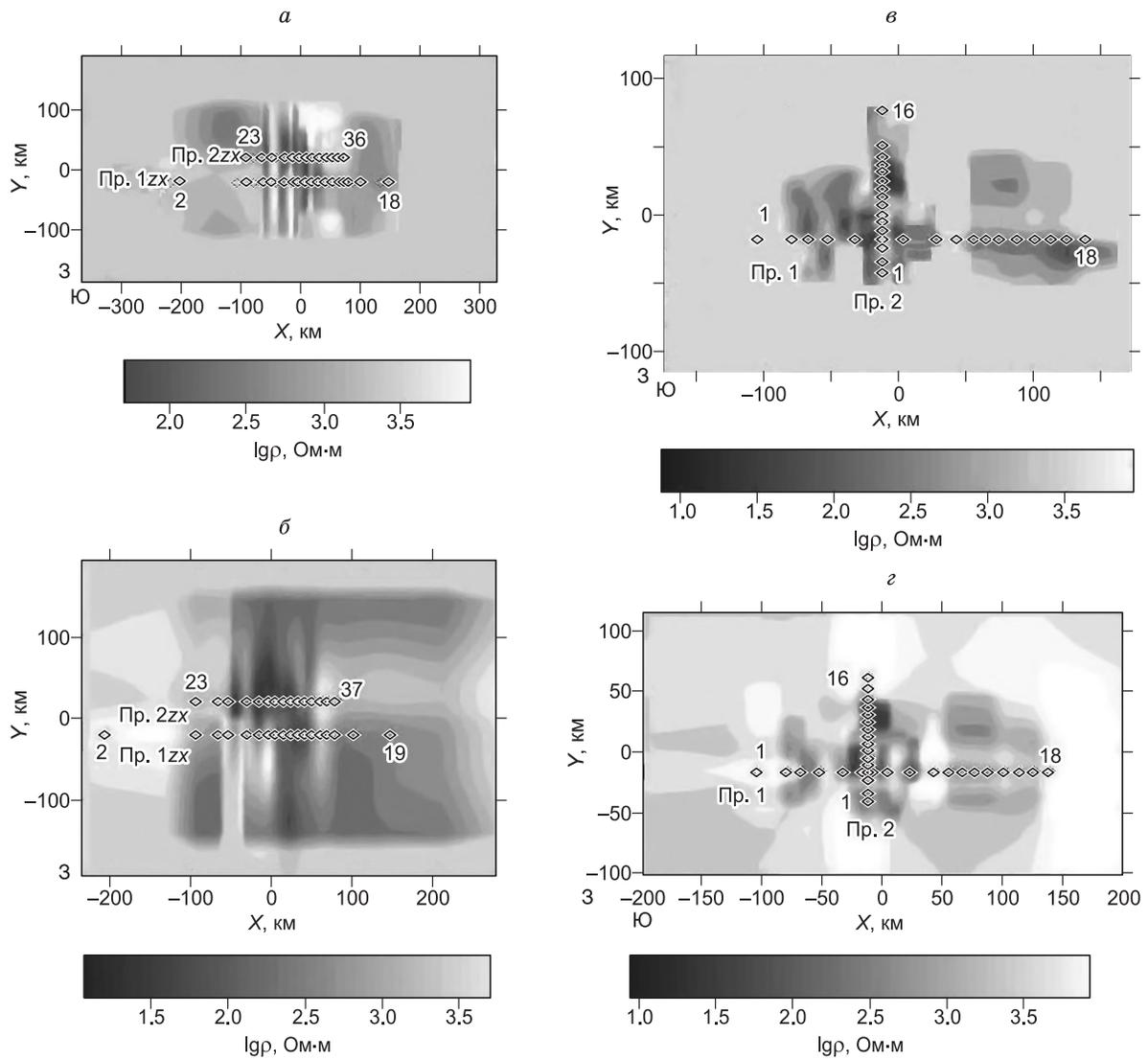
недоучет части энергии, переходящей в дополнительные импедансы, ухудшает разрешение параметров разреза при 1D—2D инверсии кривых МТЗ.

Из имеющегося ряда способов, диагонализующих матрицу импеданса, метод максимума и минимума индукции [Counil et al., 1986] позволяет устойчиво определять направления  $\theta_H^{\max H}$  и  $\theta_H^{\min H}$  максимальных  $Z^{\max H}$  и минимальных  $Z^{\min H}$  импедансов для ортогональных вещественных векторов  $\mathbf{1N}^{\max}$  и  $\mathbf{1N}^{\min}$ . Преимущество данной схемы перед другими в том, что при произвольной размерности верхнего этажа, двумерном нижнем и близости направлений региональных 2D структур нижнего этажа к  $\theta_H^{\max H}$  и  $\theta_H^{\min H}$ , на низких частотах фазы  $\text{Arg} Z^{\max H, \min H} \approx \text{Arg} Z^{\parallel, \perp}$ , продольным и поперечным фазам импеданса, описывающих нижний структурный этаж [Белявский, 2017]. Использование последних позволяет снять влияние неоднородностей верхней части разреза и оценить параметры нижней части геoeлектрической модели при их 2D инверсии.

**Адаптация программы WSINV3DMT к геoeлектрическим моделям юга Алтае-Саянского региона.** В основе программы WSINV3DMT лежит принцип Оккама, согласно которому минимизация функционала невязки между экспериментальными и модельными МТ данными выполняется по принципу получения наиболее гладкого распределения по латерали аномалий  $\rho_{in}(h_{in})$ . Для учета искажающего влияния неоднородностей верхнего этажа на кривые МТЗ использовалась возможность задавать их параметры в стартовой модели, которая даёт начальное приближение при минимизации функционала невязки. При ее апробации изменялись параметры модельных блоков, размеры и количество узлов по осям координат. 3D инверсия для тестовой модели проводилась в диапазоне периодов  $0.0018 < T < 95$  с

Распределение параметров стартовых моделей и погрешностей инверсии (RMS)

Параметр	Модель			
	1	2	3	4
Число узлов по осям X, Y, Z; итераций; RMS	41, 20, 20; 19 итераций; RMS < 3	41, 20, 20; 16 итераций; RMS ≈ 4	43, 26, 20; 15 итераций; RMS ≈ 6	43, 26, 20; итераций 15; RMS ≈ 5
УЭС в верхнем слое стартовой 3D модели, Ом·м	200, 3000, 4000, 500, 1000, 200, 10000	200, 1000, 20, 4000. Слой перекрыт квазиоднородным слоем с $\rho_m = 200$ и 1000	200, 4000, 1000, 10000. Слой перекрыт квазиоднородным слоем с $\rho_m = 200$ и 1000	200, 4000, 1000, 10000
Мощность 1 и 2 слоя и его размеры, км	$H_1 = 1.1$ по $Y = 220$ , $X = 600$	$H_1 = 0.2$ , $H_2 = 1.1$ , по $Y = 300$ , $X = 510$	$H_1 = 0.3$ , $H_2 = 1.1$ по $Y = 90$ , $X = 240$	$H_1 = 1.1$ по $Y = 90$ , $X = 255$



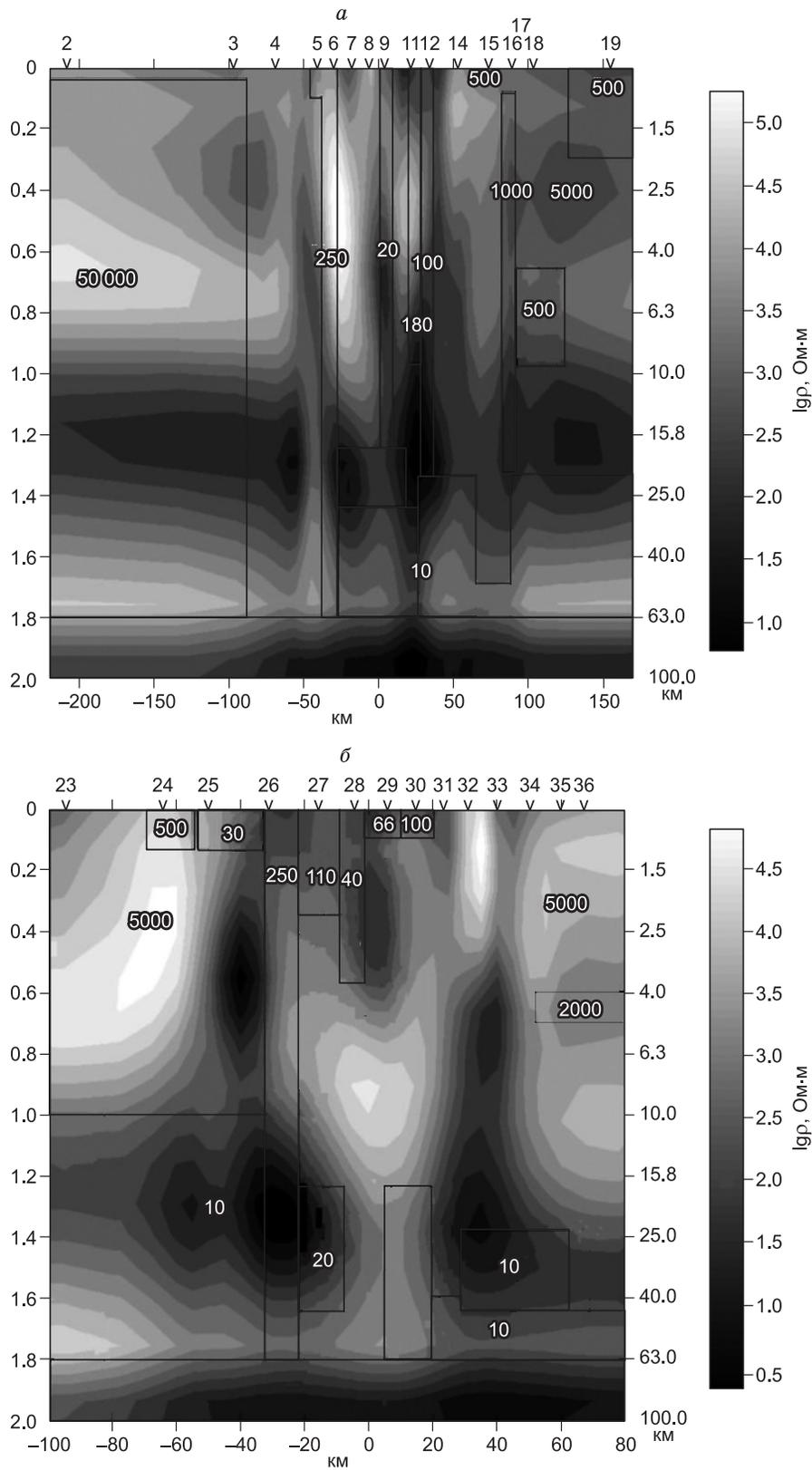
**Рис. 4. Распределение УЭС в верхних слоях стартовых моделей 1—4 для Z:**

450 м в модели 1 (а), 250 м в модели 2 (б), 200 м в модели 4 (в), 450 м в модели 3 (г). На картах — номера профилей, первых и последних т.н.

одновременно по двум параллельным профилям (рис. 4, а, б). Тестовая 3D модель (см. рис. 2), построенная для профилей Бийск—Ташанта (МТЗ 167 — 138 — 88), Укок—Саглы (МТЗ 777 — 1) и Саглы—Шира (МТЗ 191 — 221), взята из работы [Белявский, 2017].

Для тестовой модели инвертировались импедансы матриц  $[Z_m]$  и  $Z_m^{\max H}$ ,  $Z_m^{\min H}$  вычисленные с помощью программы Maxwellf, в 31 точка наблюдения (т. н.) (см. рис. 4, а) и в 33 т.н. (см. рис. 4, б) на пр. 1zx ( $Y = 22$  км) и пр. 2zx ( $Y = 70$  км) (см. рис. 2, а). В стартовой модели 1 рассматривались импедансы в т.н. 2—18 на пр. 1zx и в т.н. 23—36 на пр. 2zx, а в модели 2 в т.н. 2—19 на пр. 1zx и в т.н. 23—37 на пр. 2zx. Параметры верхнего слоя для модели 1 и его перекрывающего в модели 2 приведены во втором и третьем столбцах таблицы, также показано число итераций и погрешность 3D инверсии — параметр RMS. Для этих стартовых моделей получаемые при 3D инверсии импедансы  $Z_{in}^{yx}$  и  $Z_{in}^{xy}$  наиболее отвечают  $[Z_m]$  и  $Z_m^{\max H}$ ,  $Z_m^{\min H}$ . В последних двух столбцах таблицы даны параметры стартовых моделей 3, 4, используемых при инверсии импедансов  $[Z_{ob}]$  и  $Z_{ob}^{\max H}$ ,  $Z_{ob}^{\min H}$ .

**Инверсия компонент матриц  $[Z_m]$ .** В верхней части стартовой модели 1 распределение УЭС (см. рис. 4, а) отвечало  $\rho_m$  тестовой модели (см. рис. 2, а), что учитывало влияние неоднородностей верхнего слоя на получаемые при 3D инверсии компоненты матрицы  $[Z_m]$ . Из рис. 5 видно, что их 3D инверсия

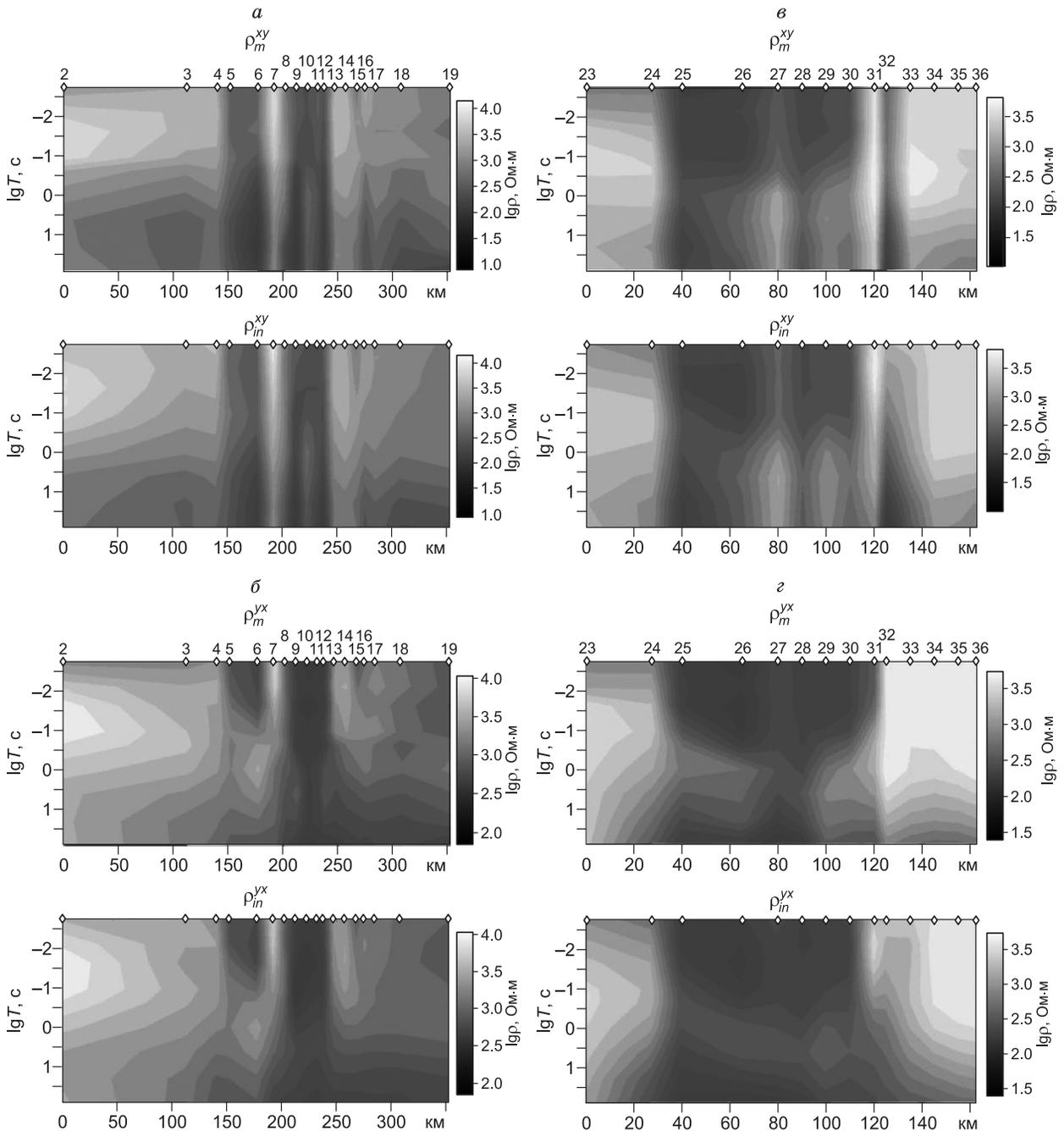


**Рис. 5. Геоэлектрические разрезы, полученные при 3D инверсии компонент матрицы  $[Z_m]$  для стартовой модели 1 по профилям:**

*а* — 1zx, *б* — 2zx. Сверху номера т.н. Линиями показано положение блоков в тестовой модели. Справа шкала УЭС в  $\lg\rho$ (Ом·м). Слева от разрезов глубина дана в логарифмическом масштабе, а справа — в линейном.

картирует положение проводящих разломов и блоков в верхней части модели, но на пр. 1zx она дает заниженные глубины  $h_{in}$  до нижних проводящих блоков, расположенных под т.н. 2—4 и т.н. 14—19. Появляются также аномалии, обусловленные проводящими блоками, залегающими под пр. 2zx (см. рис 5, б).

На пр. 2zx часть аномалий с  $\rho_{in}(h_{in}) = 10\text{--}40$  Ом·м отвечает положению модельных блоков с  $\rho_m = 10\text{--}20$  Ом·м на глубине  $h_m = 10\text{--}20$  км, но аномалии под т.н. 32, 33, 36 вызваны низкоомными блоками, расположенными под т.н. 12, 16 на пр. 1zx (см. рис. 5). Таким образом, соответствие карт распределения инверсионных значений  $\rho_{in}^{xy}(T)$ ,  $\rho_{in}^{yx}(T)$  модельным  $\rho_m^{xy}(T)$ ,  $\rho_m^{yx}(T)$ , представленным на рис. 6, и малые значения RMS, не гарантируют близость значений  $\rho_{in}(h_{in})$  и  $\rho_m(h_m)$ , расположенных непосредственно под линией профиля, так как наблюдается явление — зондирование в бок.



**Рис. 6.** Распределение инвертируемых кажущихся сопротивлений  $\rho_m^{xy}(t)$ ,  $\rho_m^{yx}(t)$  (верхние карты) и полученных при 3D инверсии —  $\rho_{in}^{xy}(t)$ ,  $\rho_{in}^{yx}(t)$  (нижние карты) на пр. 1zx (а, б) и пр. 2zx (в, з) для:  $\rho_m^{xy}(a, в)$ ,  $\rho_m^{yx}(б, з)$ .

Сверху — т.н. и их номера. Справа — шкала  $\rho_{in}$  в  $\lg(\text{Ом}\cdot\text{м})$ .

**Инверсия импедансов  $Z_m^{\max H}$ ,  $Z_m^{\min H}$ .** Перед проведением 3D инверсии импедансов  $Z_m^{\max H}$  и  $Z_m^{\min H}$  оценивалась их ориентация относительно осей  $X$ ,  $Y$  (см. рис. 2). Это позволило определить их соответствие инвертируемым импедансам  $Z_{xy}$  или  $Z_{yx}$  в программе WSINV3DMT. Видно, что  $|Z_m^{\max H}|$  и  $|Z_m^{\min H}|$  на пр. 1zx ориентируются близко с отклонением до 10—20° к направлениям осей  $X$ ,  $Y$ , но на пр. 2zx они достигают 50°.

3D инверсия  $Z_m^{\max H}$ ,  $Z_m^{\min H}$  (рис. 7) для стартовой модели 2 проведена с однородным поверхностным слоем, подстилаемым блоками (см. рис. 4, б), в которых УЭС отвечало распределению  $\rho_m$  в тестовой модели (см. рис. 2, а). Введение однородного верхнего слоя позволяет при 3D инверсии сгладить проявление неоднородностей с контрастными изменениями  $\rho_m$ , расположенными в верхней части тестовой модели, на получаемые при инверсии импедансы [Miensopust et al., 2013].

На пр. 1zx разрез  $\rho_{in}(h_{in})$ , полученный при 3D инверсий импедансов  $Z_m^{\max H}$  и  $Z_m^{\min H}$ , отвечает положению нижних проводящих блоков тестовой модели, за исключением т.н. 2—4, где как при и инверсии компонент матрицы  $[Z_m]$ , появляется аномалия проводимости, вызванная блоком, расположенным под Пр. 2zx. На пр. 2zx аномалии  $\rho_{in}(h_{in})$  под т.н. 29—33 смещены вверх относительно  $\rho_m(h_m)$ , или отсутствуют, как и при инверсии всех компонент матрицы  $[Z_m]$ .

**Выводы.** При 3D инверсии всех компонент матрицы  $[Z_m]$  или импедансов  $Z_m^{\max H}$ ,  $Z_m^{\min H}$  восстанавливается положение низкоомных блоков в верхней части разреза и с долей погрешности разломов. Положение нижних проводящих блоков на пр. 1zx картирует инверсия  $Z_m^{\max H}$ ,  $Z_m^{\min H}$ , при стартовой модели 2. 3D инверсия компонент матриц  $[Z_m]$  со стартовой моделью 1 частично восстанавливает положение нижних проводящих блоков только на пр. 2zx. При 3D инверсии  $[Z_m]$  или  $Z_m^{\max H}$ ,  $Z_m^{\min H}$  появляются аномалии пониженных  $\rho_{in}(h_{in})$ , вызванные блоками, расположенными в стороне (по оси  $Y$ ) от т.н., а под низкоомными аномалиями  $\rho_{in}(h_{in})$  картируются на  $h_{in} \approx 40—50$  км высокоомный слой, отсутствующий в тестовой модели (см. рис. 5, рис. 7).

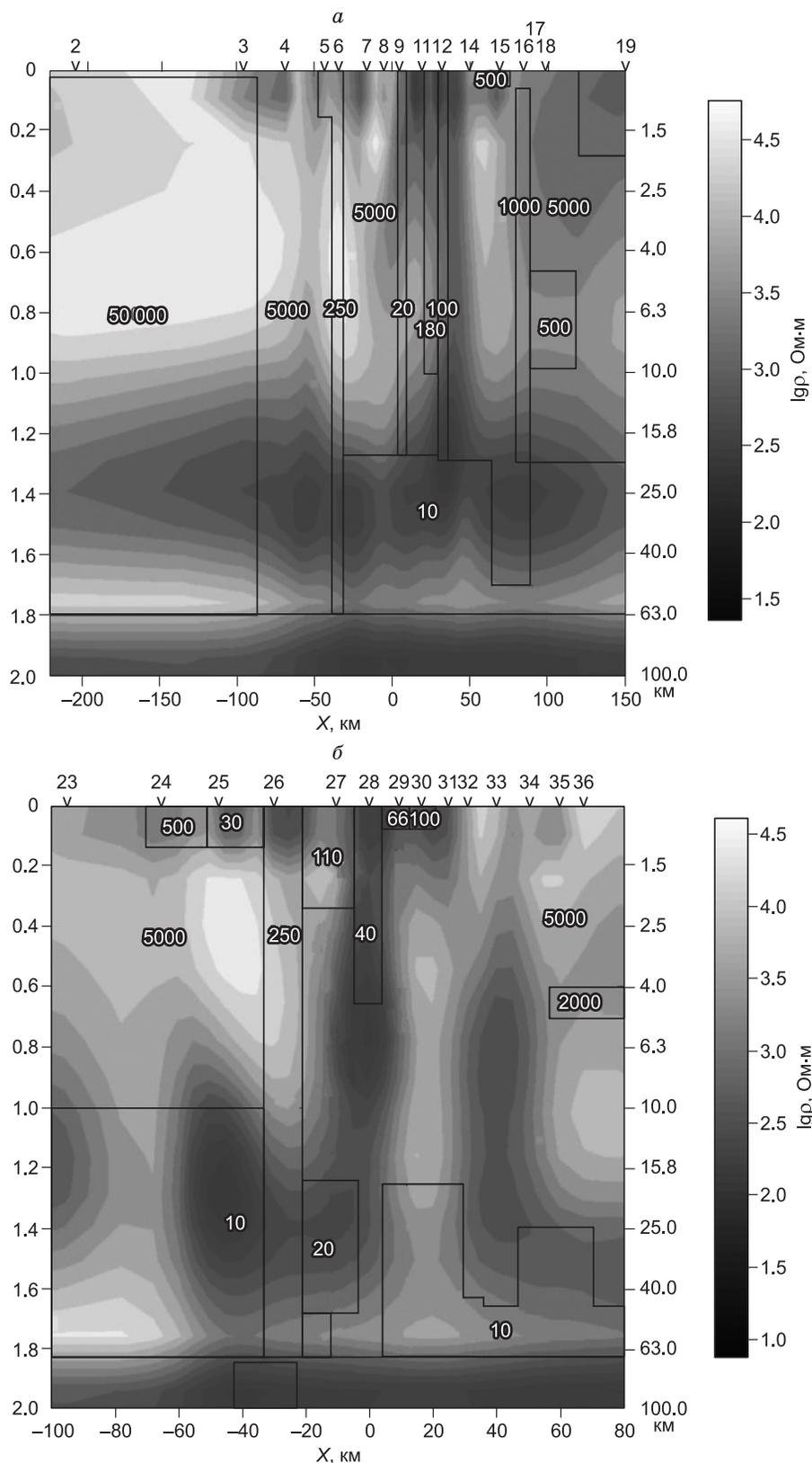
### ТРЕХМЕРНАЯ ИНВЕРСИЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ МАТРИЦ $[Z_{ob}]$ И ИХ ИНВАРИАНТОВ $Z_{ob}^{\max H}$ , $Z_{ob}^{\min H}$

**Инвертируемые кривые МТЗ.** Линия профиля Укок—Саглы (МТЗ 777—1) протягивается под углом 50—70° к глубинным разломам (см. рис. 1). Импедансы  $Z_{ob}^{\max H}$  в точках МТЗ 777—732 ориентируются по азимутам  $Az = 30—50^\circ$ , т. е. почти ортогонально к простиранию разломов и относительно них  $Z_{ob}^{\max H} \approx Z^\perp$ . В центре впадины и на ее восточном борту (МТЗ 731—49) азимуты  $Az$  изменяются от 0° до 90°. В остальных точках МТЗ ориентация  $Z_{ob}^{\max H}$  близка к направлению оси  $X$ . На профиле Бийск—Ташанта на МТЗ 68—72 импедансы  $Z_{ob}^{\max H}$  ориентируются по азимутам  $Az = -10—(-60^\circ)$ , т. е.  $Z_{ob}^{\max H} \approx Z_{yx}$ , а на МТЗ 73—91  $Az = (-50^\circ) — (-100^\circ)$ . От МТЗ 92 до МТЗ 107 профиль проходит вблизи Курайского разлома и относительно которого  $Z_{ob}^{\max H} \approx Z^\perp$  [Белявский, 2017].

Таким образом, на профилях Укок—Саглы и Бийск—Ташанта импедансы  $Z_{ob}^{\max H}$  и  $Z_{ob}^{\min H}$  в основном ориентируются близко к направлениям осей  $X$ ,  $Y$ , имеющих азимуты 60° и -30°. Если  $|Z_{ob}^{\max H}|$  и  $|Z_{ob}^{\min H}|$  значительно отличаются друг от друга и ориентируются с отклонением свыше 20—30° от этих азимут, то они отбраковывались. Это позволило опробовать возможности  $Z_{ob}^{\max H}$  и  $Z_{ob}^{\min H}$  при 3D инверсии с помощью инвертируемых в программе WSINV3DMT импедансов  $Z_{xy}$ ,  $Z_{yx}$ . Для кривых  $\rho_{ob}^{xy}$  и  $\rho_{ob}^{yx}$  среднеарифметическая относительная погрешность между контрольными и рядовыми наблюдениями в среднем составляла 0.073 и 0.078 ед., а среднеарифметическая погрешность определения фаз  $\text{Arg}Z_{xy} — 3.3^\circ$ ,  $\text{Arg}Z_{yx} — 1.6^\circ$ .

Для восстановления геоэлектрических параметров блоков нижнего этажа необходимо снять влияние «shift» эффекта от локальных неоднородностей верхнего этажа на кривые МТЗ [Jones, 1988]. Для уменьшения проявления «shift» эффекта при их 3D инверсии нами строились среднеарифметические кривые в группах из квазиконформных  $\rho_{ob}^{\max H}(T)$ ,  $\rho_{ob}^{\min H}(T)$  и  $\rho_{ob}^{xy}(T)$ ,  $\rho_{ob}^{yx}(T)$ . Экспериментальные кривые, входящие в эти группы, после отбраковки кривых с  $\rho_k(T)$  значительно отличающихся от среднеарифметических значений  $\bar{\rho}_k(T)$  в группе, усреднялись по периодам. На полученных кривых  $\rho_k(T)$  влияние «shift» эффекта значительно уменьшалось. Этим группам МТЗ отвечали модельные т.н., в которых в диапазоне периодов  $0.0144 < T < 240$  с инвертировались импедансы  $[Z_{ob}]$  или  $Z_{ob}^{\max H}$ ,  $Z_{ob}^{\min H}$ .

На профилях Укок—Саглы (МТЗ 772—7) и Ташанта—Бийск (МТЗ 66—107) они объединены соответственно в восемнадцать (пр. 1) и шестнадцать (пр. 2) групп, которые представлены над результирующими разрезами  $\rho_{in}(h_{in})$  (рис. 8, рис. 9) и на стартовых 3 и 4 моделях (см. рис. 4, в, г). Для них вы-



**Рис. 7. Геоэлектрические разрезы на пр. 1zх (а) и пр. 2zх (б), полученные при 3D инверсии импедансов  $Z_m^{\max H}$ ,  $Z_m^{\min H}$  в стартовой модели 2.**

Усл. обозн. см. на рис. 5.

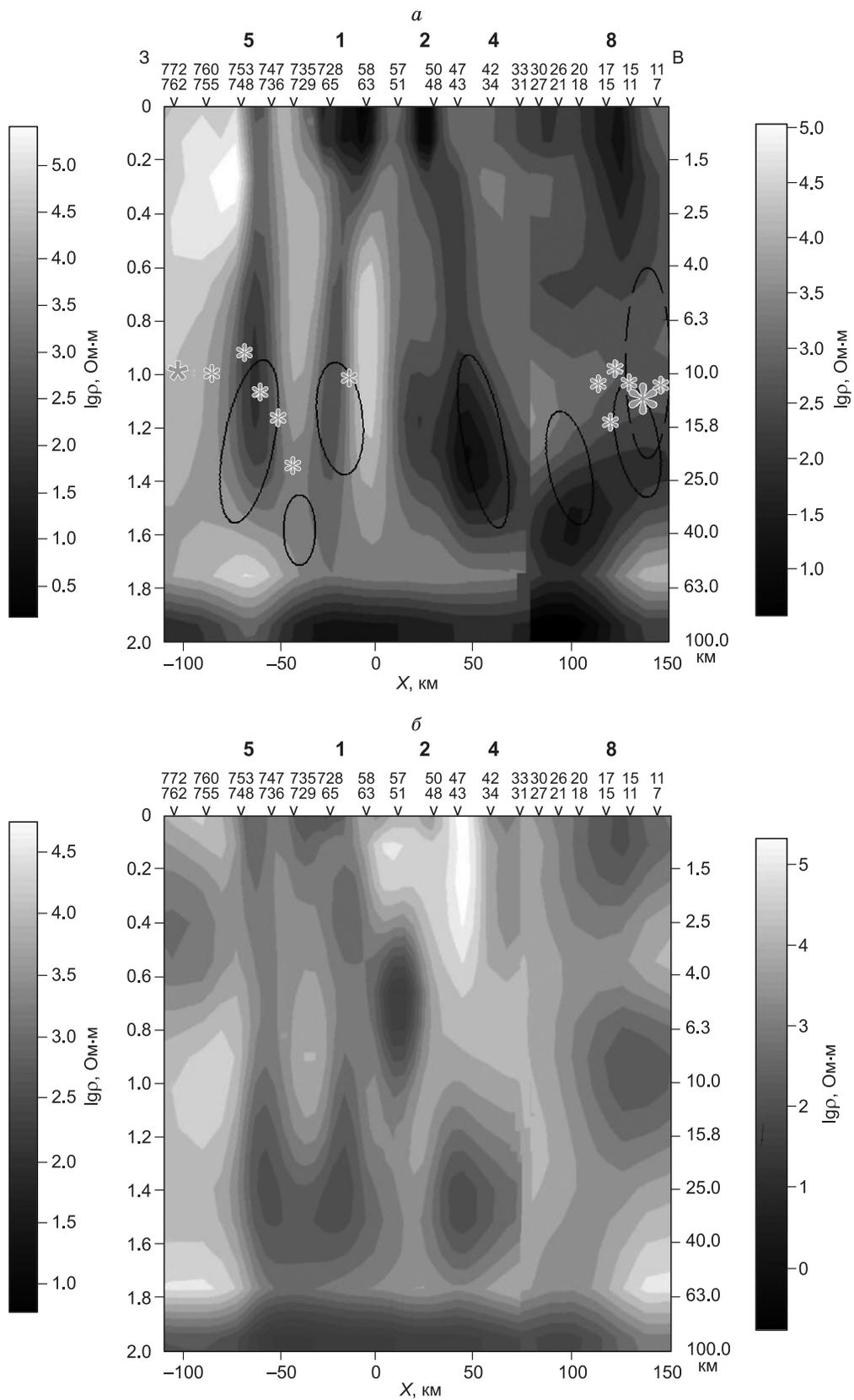
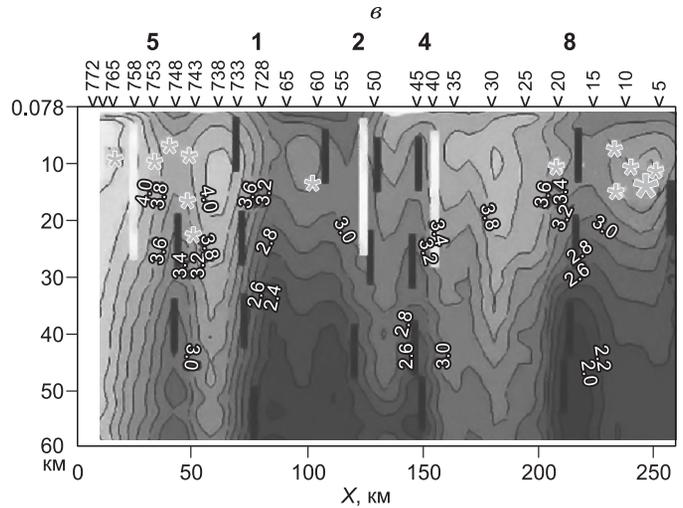


Рис. 8. (Начало).

**Рис. 8. Профиль Укок—Саглы.**

Результаты 3D инверсии для стартовых моделей: *a* — 3,  $\check{Z}_{ob}^{maxH}$ ,  $\check{Z}_{ob}^{minH}$ ; *b* — 4, компонент матрицы  $[\check{Z}_{ob}]$ ; *в* — результаты 1D инверсии импедансов  $Z_{ob}^{maxH}$ . Значения УЭС даны слева для карт левой части профиля МТЗ, а справа — для правой части. Сверху номера: МТЗ в группах и глубинных разломах (см. рис. 1). Глубины даны в логарифмическом (слева) и в линейном (справа) масштабах. Белые звезды — гипоцентры землетрясений с  $M = 1.5—3.3$ , зарегистрированные за время работ МОВЗ (2006—2008 гг.), большая звезда — гипоцентр Урэк-Нурского землетрясения с  $M = 7.0$  (1970 г). Эллипсы с линией: сплошной — области поглощения обменных волн землетрясений с  $K > 0.0009$  дБ/км, штриховой — области концентрации землетрясений [Еманов и др., 2012]. Белые линии — активизированные разломы, черные — выделенные методом МОВЗ (*в*).



полнялась 3D инверсия экспериментальных матриц  $[\check{Z}_{ob}]$  или  $\check{Z}_{ob}^{maxH}$ ,  $\check{Z}_{ob}^{minH}$ , ориентированных вдоль осей  $X$ ,  $Y$  (см. рис. 1).

**Параметры стартовых моделей.** Стартовые 3D модели учитывали результаты 1D инверсии импедансов  $Z_{ob}^{maxH}$  (рис. 8, *в*; рис. 9, *в*). Параметры стартовых 3 и 4 моделей (см. рис. 4, *в*, *з*), для которых получаемые при 3D инверсии кривые  $\rho_{in}^{xy}(T)$  и  $\rho_{in}^{yx}(T)$  наиболее отвечают  $\rho_{ob}^{xy}(T)$ ,  $\rho_{ob}^{yx}(T)$  и  $\rho_{ob}^{maxH}(T)$ ,  $\rho_{ob}^{mixH}(T)$ , приведены в таблице. В модели 4 УЭС верхнего слоя близко к распределению  $\rho_m$  в верхней части тестовой модели, а в модели 3 он перекрыт квазиоднородным пластом.

В центральной части модели размеры ячеек по осям  $X$ ,  $Y$  при 3D инверсии составляли 5—6 км, а на периферии возрастали до 60—100 км. Задавались 43 ячейки по оси  $X$  и 26 — по оси  $Y$ . Размеры 20 ячеек по оси  $Z$  возрастали со 100 м ( $Z = 0$  км) до 50 км ( $Z = 170$  км). Протяженность стартовых моделей по оси  $X$  составляла 520 км, а по оси  $Y$  — 380 км. Расчеты выполнялись при 16—20 итерациях. Время инверсии всех компонент  $[Z_{ob}]$  на указанной сетке периодов не превышало 24 ч на персональном компьютере с ОЗУ 4.ГБ, для процессора с тактовой частотой 2.7 ГГц.

**Геоэлектрические модели Алтайской и Шапшальской очаговых зон землетрясений.** Результаты 3D инверсии на профиле Укок—Саглы компонент матрицы  $[\check{Z}_{ob}]$  и импедансов  $\check{Z}_{ob}^{maxH}$ ,  $\check{Z}_{ob}^{minH}$  показывают (см. рис. 8), что от Южно-Теректинского до Шапшальского разломов на глубинах от 4 до 20 км выделяется ряд аномалий с  $\rho_{in} = 100—200$  Ом·м. До глубины  $h_{in} \approx 10—15$  км разрезы  $\rho_{in}(h_{in})$  близки к  $\rho_m(h_m)$  тестовой модели на рис. 2, *б*, но глубже 20 км изолинии  $\rho_{in}(h_{in})$  не картируют монолитной проводящей литосферы, протягивающейся до 100 км, как  $\rho_m(h_m)$  в тестовой модели. Положение глубинных аномалий проводимости, получаемых для  $\check{Z}_{ob}^{maxH}$ ,  $\check{Z}_{ob}^{minH}$  и  $[\check{Z}_{ob}]$ , часто смещено. Встречаются и различия в величинах аномалий  $\rho_{in}(h_{in})$ . Поскольку апробация программы WSINV3DMT показала, что на пр. 1zx целесообразнее инвертировать  $Z_m^{maxH}$ ,  $Z_m^{minH}$  со стартовой моделью 2, то рассматривались результаты инверсии  $\check{Z}_{ob}^{maxH}$ ,  $\check{Z}_{ob}^{minH}$  (см. рис. 8, *б*).

На профиле Бийск—Ташанта (см. рис. 9, *а*) 3D инверсия импедансов  $\check{Z}_{ob}^{maxH}$ ,  $\check{Z}_{ob}^{minH}$  под МТЗ 67—107 выделила на глубинах  $h_{in} \approx 3—4$  км три субвертикальные проводящие аномалии с  $\rho_{in} = 200—300$  Ом·м, протягивающиеся до  $h_{in} = 20—30$  км. Инвертирование компонент матриц  $[\check{Z}_{ob}]$  дает аномалии  $\rho_{in}(h_{in})$  (см. рис. 9, *б*), которые с глубин  $h_{in} = 4—6$  км и до  $h_{in} = 15—25$  км характеризуются более низкими  $\rho_{in} = 30—50$  Ом·м, чем  $\rho_{in}$  при инвертировании  $\check{Z}_{ob}^{maxH}$ ,  $\check{Z}_{ob}^{minH}$ .

Переход к стартовой модели 3 при инвертировании компонент  $[\check{Z}_{ob}]$  дает с долей смещения аномалии проводимости близкие к тем, что получены и со стартовой моделью 4. В результирующей модели на рис. 9, *а* аномалии повышенной проводимости коррелируют с положением зон повышенного поглощения обменных волн землетрясений, так же, как и на рис. 8, *а*. Она и рассматривались при геологическом объяснении выделенных проводящих объектов.

Из сопоставления на профиле Укок—Саглы карт инвертируемых значений кажущихся удельных сопротивлений  $\rho_{ob}^{xy}(T)$ ,  $\rho_{ob}^{yx}(T)$ ,  $\rho_{ob}^{maxH-minH}(T)$  и  $\rho_{in}^{xy}(T)$ ,  $\rho_{in}^{yx}(T)$  видно (рис. 10), что они близки друг к

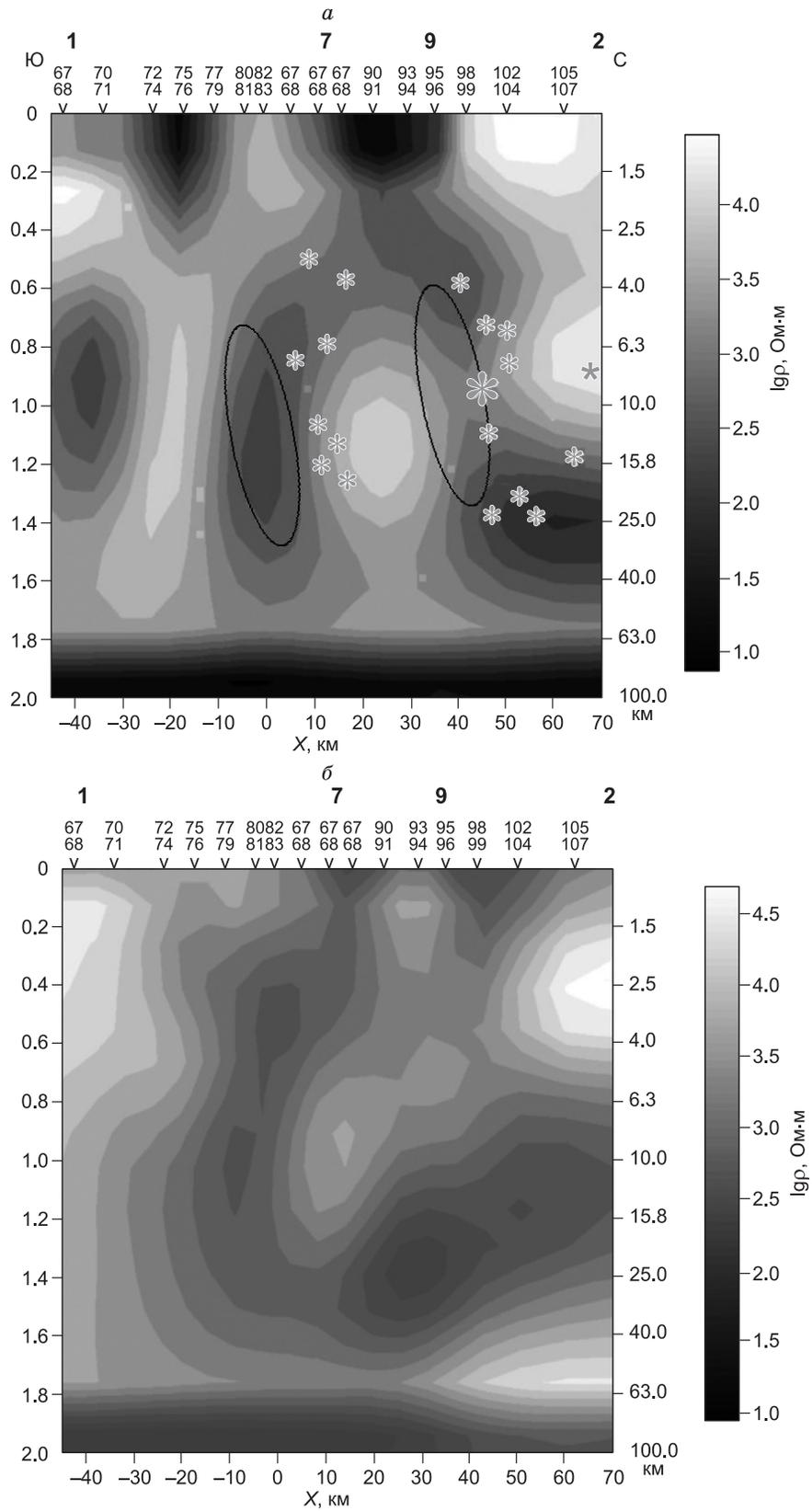
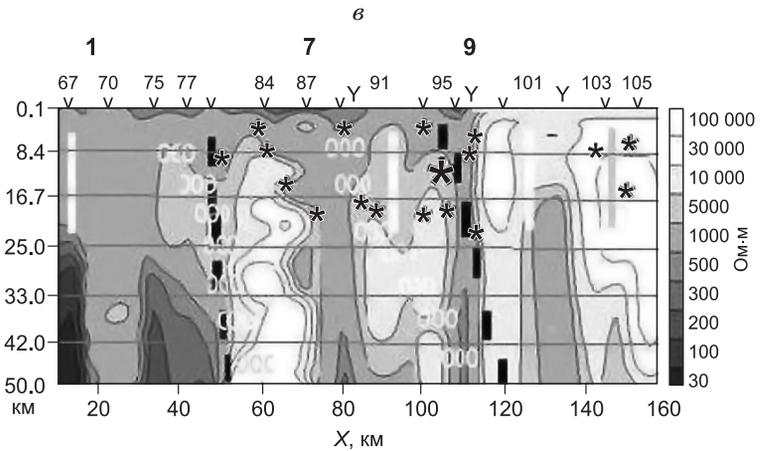


Рис. 9. (Начало).

**Рис. 9. Профиль Бийск—Ташанта (МТЗ 67—106).**

Результаты 3D инверсии для стартовых моделей: *a* — 3, импедансов  $\check{Z}_{ob}^{maxH}$ ,  $\check{Z}_{ob}^{minH}$ ; *b* — 4, компонент матрицы  $[\check{Z}_{ob}]$ ; *в* — 1D инверсия кривых  $|\check{Z}_{ob}^{maxH}|$ . Большая звезда — гипоцентр Алтайского (Чуйского) землетрясения с  $M = 7.3$  (2003 г.). 9 (PC) — глубинный разлом, выделенный по методу МОВЗ. Остальные усл. обозн. см. на рис. 8.



другу. Кривые  $\rho_{ob}^{\check{\nu} \max H - \min H}(T)$  отвечают ориентациям кривых  $\rho_{ob}^{\check{\nu} \max H}(T)$  или  $\rho_{ob}^{\check{\nu} \min H}(T)$ , близким к оси  $X$  для получаемых  $\rho_{in}^{xy}(T)$  (рис. 10, *в*) или к оси  $Y$  для  $\rho_{in}^{yx}(T)$  (рис. 10, *з*).

О надежности геоэлектрических разрезов, построенных для МТЗ 67—107 (пр. 2), можно судить по относительным среднеарифметическим погрешностям  $\delta^{\max H - \min H}$  (вычисленных для всех периодов) и  $\delta^{Argyx}$ ,  $\delta^{Argxy}$  — средним отклонениям  $ArgZ_{xyin}$ ,  $ArgZ_{yxin}$  от  $Arg\check{Z}_{ob}^{\max H}$ ,  $Arg\check{Z}_{ob}^{\min H}$  (рис. 11). Видно, что погрешность подбора к кривым  $\rho_{ob}^{\check{\nu} \max H - \min H}(T)$  кривых  $\rho_{in}^{xy}(T)$ ,  $\rho_{in}^{yx}(T)$  —  $\delta^{\max H - \min H} < 0.5$ , что ниже погрешности ( $\delta^{x-yx}$ ) подбора к кривым  $\rho_{ob}^{xy}(T)$ ,  $\rho_{ob}^{yx}(T)$ , кривых  $\rho_{in}^{xy}(T)$ ,  $\rho_{in}^{yx}(T)$ . Поэтому геоэлектрические разрезы, построенные по импедансам  $\check{Z}_{ob}^{\max H}$ ,  $\check{Z}_{ob}^{\min H}$ , несут информацию не менее надежную, чем при инверсии компонент матрицы  $[\check{Z}_{ob}]$ .

Из распределения карт  $\rho_{in}(h_{in})$  (рис. 12) видно, что на глубине 24.6 км в окрестности глубинных разломов, Чуйского и Шапшальского эпицентральных полей УЭС понижается до 10—100 Ом·м. В последнем случае максимум проводимости расположен южнее линии профиля МТЗ вблизи эпицентра Урэк-Нурского землетрясения. На глубине 42 км в пределах разломных и очаговых зон землетрясений  $\rho_{in}$  возрастает до 50—200 Ом·м в восточной части пр. 1 и до 300—400 Ом·м на севере пр. 2 (см. рис. 12, *в*).

Геоэлектрические разрезы на рис. 8 и 9 отличаются от тестовой модели отсутствием проводящего пласта, протягивающегося с глубин 20—30 км до 80 км и более. Они близки к версии модели очагов землетрясений, представленных в работе [Белявский, Ракилов, 2012], и отвечают модели с генерацией флюидов в толще консолидированной коры с проводящим слоем, расположенным на  $h = 15—40$  км и с подошвой, протягивающейся до глубины 40—60 км [Ваньян, 1997]. Глубинные разломы восточного и северо-восточного простирания характеризуются уменьшением  $\rho_{in}$  до 100—300 Ом·м на пр. 2 (см. рис. 9), а северо-западного до 10—50 Ом·м на пр. 1 (см. рис. 8) с соответствующим возрастанием содержания в них связанной доли жидкой фракцией флюида.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

1. Адаптация программы 3D инверсии WSINV3DMT компонент матрицы импедансов  $[Z_m]$  к инверсии импедансов индукции  $Z_m^{\max H}$ ,  $Z_m^{\min H}$ , проведенная на тестовой модели, продемонстрировала способность предложенной методики восстанавливать с долей смещения ее геоэлектрическую структуру. Надежно (см. рис. 5, рис. 7) картируется положение низкоомных блоков в верхней части разреза и проводящие разломы. Однако подошва глубинных аномалий повышенной проводимости расположена выше подошвы задаваемых блоков с высокой проводимостью  $\sigma_m$ . Это может быть связано с действием принципа эквивалентности, когда при одной и той же интегральной проводимости блоков, инверсия компонент матрицы импеданса может уменьшить их мощность, одновременно уменьшая и  $\rho_{in}$ . В значениях  $\rho_{in}(h_{in})$  наблюдается дробление слоев в средней коре на ряд изолированных аномалий проводимости.

Из карт распределения  $\rho_{in}(h_{in})$  следует, что появление низкоомных аномалий может быть вызвано и влиянием низкоомных блоков, расположенных в стороне (от оси  $X$ ) от рассматриваемых точек наблюдения на пр. 1zx или пр. 2zx (см. рис. 2), т. е., проявляется такое явление, как боковое зондирование. На

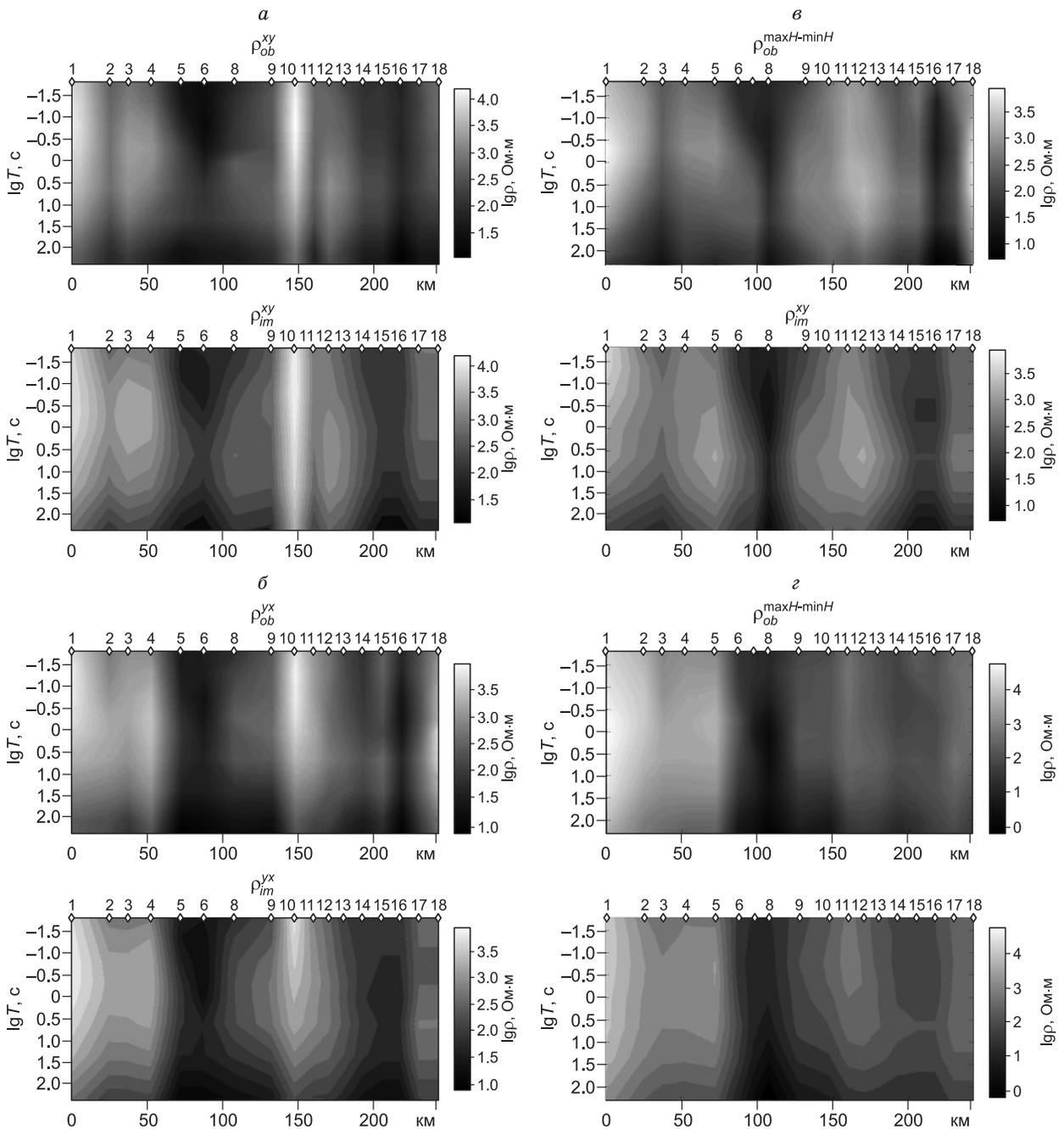
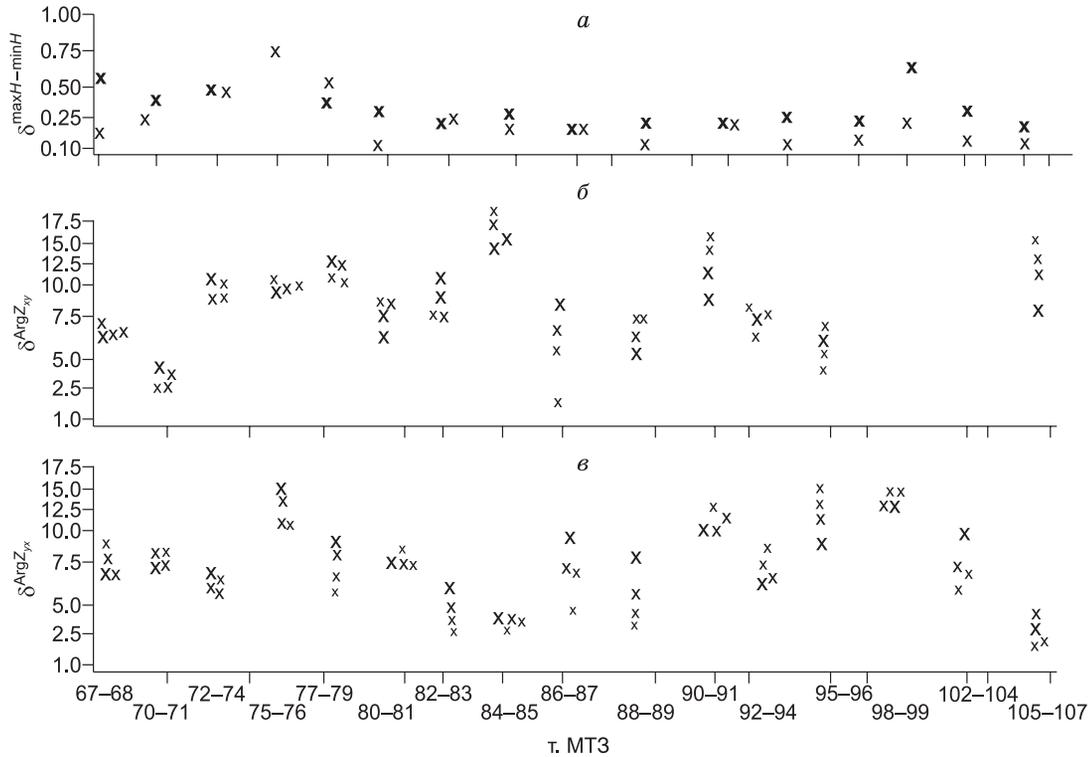


Рис. 10. Псевдоразрезы экспериментальных значений  $\rho_{ob}^{xy}$  (а),  $\rho_{ob}^{yx}$  (б) и  $\rho_{ob}^{\max H-\min H}$  (в, г) (верхние карты) и полученных  $\rho_{in}^{xy}$ ,  $\rho_{in}^{yx}$  (нижние карты) на профиле Укок—Саглы для стартовых моделей 4 (а, б) и 3 (в, г).

Сверху — положение т.н. и их номера. Справа — шкала УЭС.

Пр. 1zх глубинные блоки с низким  $\rho_m$  лучше картируются аномалиями  $\rho_{in}(h_m)$ , полученными при 3D инверсии импедансов  $Z_m^{\max H}$ ,  $Z_m^{\min H}$  со стартовой моделью, в которой присутствует приповерхностный тонкий однородный слой, залегающий на слое с  $\rho_m$ , отвечающим распределению УЭС в верхней части тестовой модели (см. рис. 4, б; рис. 7). При инверсии компонент матриц  $[Z_m]$  наблюдается смещение



**Рис. 11. Профиль Бийск—Ташанта.**

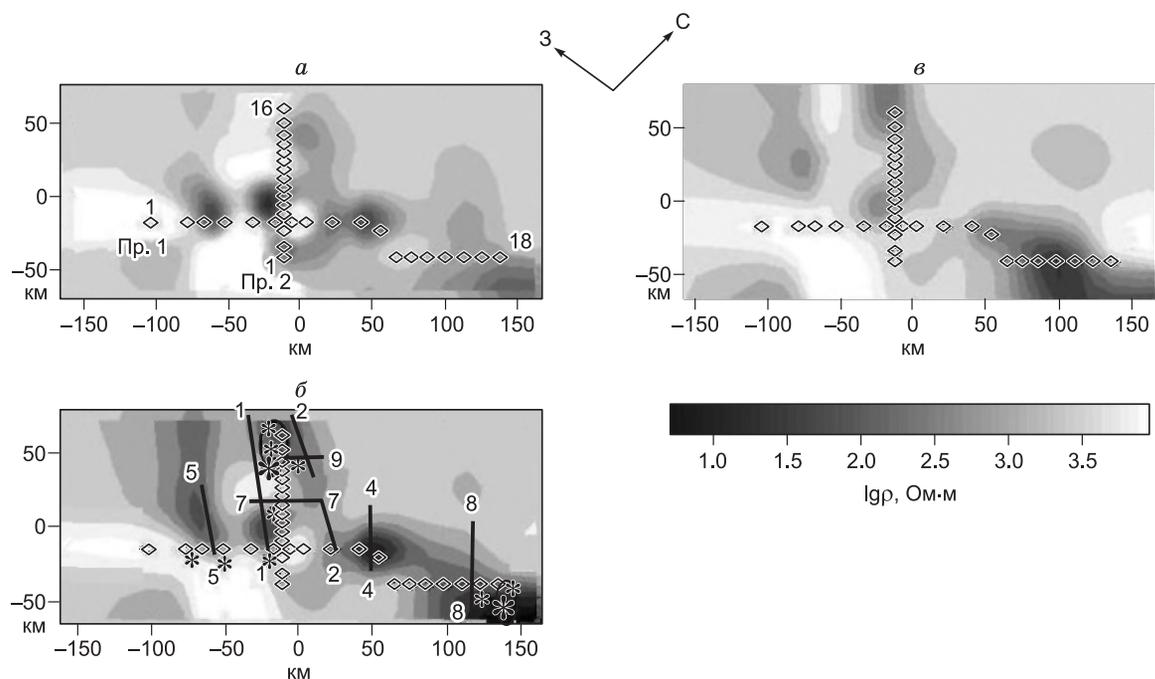
Относительные среднеарифметические погрешности для кривых кажущегося УЭС при 3D инверсии импедансов: *a* —  $\check{Z}_{ob}^{\max H - \min H}$  (большие кресты), ориентированных вдоль оси  $X$  ( $\delta_x^{\max H - \min H}$ ), и  $\check{Z}_{ob}^{\max H - \min H}$  (малые кресты), ориентированных вдоль оси  $Y$  ( $\delta_y^{\max H - \min H}$ ). Разностные среднеарифметические погрешности  $\delta_{xy}^{\text{Arg}Z}$  (*b*) и  $\delta_{yx}^{\text{Arg}Z}$  (*v*) фаз импедансов  $\check{Z}_{ob}^{\max H - \min H}$ . Расчеты проведены для диапазонов периодов:  $0.014 < T < 240$  с,  $0.17 < T < 110$  с,  $0.17 < T < 22$  с и  $0.51 < T < 22$  с и отвечают на частях *b*, *v* убыванию размеров крестиков.

верх нижних проводящих аномалий  $\rho_{in}(h_{in})$  относительно задаваемых модельных блоков высокой проводимости (см. рис. 5, *a*).

**Вывод.** При инверсии импедансов  $Z_m^{\max H}$  и  $Z_m^{\min H}$  со стартовой моделью, учитывающей изменение проводимости в верхней части тестовой модели, параметры проводящих блоков восстанавливаются не хуже, чем при инверсии всех компонент матрицы  $[Z_m]$ .

2. Трехмерная инверсия экспериментальных матриц  $[\check{Z}_{ob}]$  или  $\check{Z}_{ob}^{\max H}$ ,  $\check{Z}_{ob}^{\min H}$  не всегда выделяет те же блоки модели, что были получены методом интерактивного подбора к кривым  $\rho_{ob}^{\max H}(T)$ ,  $\rho_{ob}^{\min H}(T)$  3D модельных  $\rho_m^{\max H}(T)$ ,  $\rho_m^{\min H}(T)$  (см. рис. 2). Например, на профиле Укок—Саглы аномалии проводимости изолированы и проявляются с глубины  $h_{in} = 10$ —20 км до 40 км (см. рис. 9), хотя в тестовой модели они расположены от  $h_m = 20$ —30 км до 80 км в виде слитых проводящих блоков, а под проводящими блоками глубже 40—50 км появляется высокоомный слой, отсутствующий в модели, представленной на рис. 2.

Кажущиеся сопротивления  $\rho_{ob}^{\max H}(T)$ ,  $\rho_{ob}^{\min H}(T)$  близки к  $\rho_m^{xy}$ ,  $\rho_m^{yx}$  в большинстве т.н. (см. рис. 10, 11), если в стартовой модели значения  $\rho_m$ ,  $h_m$  подповерхностного слоя близки к тем, что получены методом интерактивного подбора кривых  $\rho_m^{\max H}(T)$ ,  $\rho_m^{\min H}(T)$  к  $\rho_{ob}^{\max H}(T)$ ,  $\rho_{ob}^{\min H}(T)$ , и он перекрыт тонким квазиоднородным слоем. Однако их близость между собой не гарантирует надежность восстановления геоэлектрических параметров глубинных частей разреза.



**Рис. 12.** Карты распределения  $\rho_{in}$  на глубинах  $h_{in} = 10\ 600$  (а),  $24\ 600$  (б) и  $36\ 000$  (в) м (по результатам 3D инверсии импедансов  $\check{Z}_{ob}^{\max H}$ ,  $\check{Z}_{ob}^{\min H}$ ).

Номера первых и последних т.н. в стартовых моделях даны на рис. 12, а. Прямые линии (б) — положение глубинных разломов: 1, 2, 4, 5, 7, 8, 9; звезды — эпицентры землетрясений (большие звезды Чуйское и Урэк-Нурское), эллипсы — области концентрации эпицентров землетрясений [Лисейкин, Соловьев, 2005; Еманов и др., 2012].

**Вывод.** Трехмерные геоэлектрические модели, полученные методом интерактивного подбора модельных кривых МТЗ к экспериментальным, необходимо корректировать 3D инверсией кривых  $\rho_{ob}^{\max H}(T)$ ,  $\rho_{ob}^{\min H}(T)$ , учитывая изменение УЭС в верхней части разреза.

3. Гипоцентры землетрясений под профилем Бийск—Ташанта (см. рис. 9) концентрируются на глубинах 4—25 км вблизи низкоомных разломов с  $\rho_{in} \approx 200$ —50 Ом·м, ограничивающих с юга и севера Чаган-Узунский выступ. Эти аномалии низких  $\rho_{in}(h_{in})$  совпадают с областями повышенного поглощения обменных волн землетрясений, что свидетельствует об их единой природе. Гипоцентр Алтайского землетрясения расположен над зоной градиентного понижения  $\rho_{in}$  до 50—100 Ом·м (см. рис. 9, б) вблизи низкоомного разлома, отделяющего Курайскую впадину от Чаган-Узунского выступа. Положение Шапшальского очага коррелирует с положением аномалии повышенной проводимости (см. рис. 12), а гипоцентры Шапшальского очага также располагаются над зоной повышенной проводимости и повышенного поглощения обменных волн землетрясений (см. рис. 8). Вблизи Шапшальского и Южно-Теректинского глубинных разломов (рис. 8) над блоками, характеризующимися на глубинах 10—20 км понижением  $\rho_{in}$  до 100—300 Ом·м концентрируются гипоцентры землетрясений.

**Вывод.** Положение гипоцентров землетрясений контролируется распределением повышенной коровой электропроводности, т. е. зонами с повышенной проницаемостью коры и насыщенностью ее связанной долей жидкого флюида.

4. Повышенной проводимостью на разных глубинах характеризуются глубинные разломы Южно-Теректинский, Курайский, Восточно-Шапшальский, Шапшальский и Башеланский (см. рис. 8) запад-северо-западного простирания и меньшей проводимостью север-северо-восточного направления (см. рис. 9). Опираясь на данные об УЭС этих разломов, можно показать, что максимальным содержанием связанной доли жидкого флюида на глубинах до 1—3 км характеризуются разломы северо-западного простирания, а на глубинах 10—20 км блоки под пересечением Курайского и Чулышманского разломов, Шапшальским и Восточно-Шапшальским разломами. С этими блоками повышенной пористости и обводненности связаны зоны повышенного поглощения обменных волн землетрясений. Это отвечает выводам работы [Ребецкий и др., 2013], показывающим развитие процессов растяжения коры в субширотном направлении в пределах Чуйской и Курайской впадин и сдвигов вдоль разломов запад-северо-

западного простирания. О наличии под впадинами разуплотненных пород свидетельствуют и аномалии пониженной плотности  $\Delta g$  в верхней и средней коре [Добрецов и др., 2016].

3D инверсия МТ данных показала, что в пределах рассматриваемого региона генерация флюида идет в консолидированной коре (подошва нижних проводящих блоков расположена на глубинах 40—50 км). Тепловой режим в рассматриваемой части Алтае-Саянского региона способствует образованию флюида на глубинах 30 км, где температура достигает 600—700 °С [Матросов и др., 1988]. Что достаточно для дегидратации пород амфиболитовой фации метаморфизма [Браун, Массет, 1981], которые присутствуют в обрамлении Чуйской и Курайской впадин [Буслов и др., 2013]. Дальнейшая миграция образовавшегося флюида ведет к понижению УЭС в проницаемых верхних блоках коры, над которыми или вблизи которых (см. рис. 8, б; 9, а) и расположены гипоцентры рассматриваемых землетрясений.

Автор благодарен сотрудникам ФГУП КНИИГиМС и Всероссийского научно-исследовательского института Геофизические методы разведки, выполнявшим полевые наблюдения и обработку данных МТЗ и МОВЗ, редакции журнала «Геология и геофизика» и рецензентам за существенные дополнения и исправления, внесенные в статью после работы с ней рецензентов, а также д. г.-м. н. П.Ю. Пушкареву за содействие в адаптации комплекса программ WSINV3DMT.

## ЛИТЕРАТУРА

**Белявский В.В.** Трехмерная интерпретация магнитотеллурических данных. LAP-LAMBERT. Saarbrücken, Deutschland, Academic Publishing, 2017, 554 с.

**Белявский В.В., Ракитов В.А.** Флюидонасыщенность очаговых зон землетрясений Алтае-Саянского региона // Разведка и охрана недр, 2012, № 3, с. 13—20.

**Браун Д., Массет А.** Недоступная земля. М., Мир, 1984, 262 с.

**Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А.** Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1600—1627.

**Ваньян Л.Л.** Электромагнитные зондирования М., Научный мир, 1997, 219 с.

**Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н., Ветров Е.В., Неведрова Н.Н.** Эволюция кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая и ее отображение в структурах геоэлектрического и гравитационного полей // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (11), с. 1937—1948.

**Друскин В.Л., Книжнерман Л. А.** Спектральный полудискретный метод для численного решения трехмерных нестационарных задач в электроразведке // Изв. АН СССР, 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—1431.

**Иванов П.В., Пушкарев П.Ю.** Трехмерная инверсия рассчитанных на одиночном профиле магнитотеллурических данных // Физика Земли, 2012, № 11—12, с. 91—96.

**Киссин И.Г.** Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты. М., Наука, 2009, 328 с.

**Кузнецова К.И., Лукина Н.В., Кучай О.А.** Деформации земной коры и верхней мантии: проблема взаимобусловленности (Алтае-Саянская область) // Вулканология и сейсмология, 1999, № 4—5, с. 41—49.

**Лисейкин А.В., Соловьев В.М.** Сейсмотомографическая модель очаговой зоны Чуйского землетрясения (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (10), с. 1073—1082.

**Матросов П.С., Шапошникова Г.Н., Амантов В.А., Кузнецова В.А.** Алтае-Саянский регион и Забайкальско-Верхнеамурский регионы. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Сборник научных трудов. Л., Недра, 1988, 299 с.

**Новиков И.С.** Морфотектоника Алтая. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004, 313 с.

**Райс Дж.** Механика очага землетрясений. М., Мир, 1982, 217 с.

**Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В.** Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (2), с. 271—291.

**Родкин М.В., Рундквист Д.В.** Геофлюидогеодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза. Долгопрудный, Издательский дом «Интеллект», 2017, 288 с.

**Counil J.L., le Mouel J.L., Menvielle M.** Associate and conjugate directions concepts in magnetotellurics // *Ann. Geophys.*, 1986, 4B, № 2, p. 115—130.

**Jones A.G.** Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment // *Geophysics*, 1988, v. 53, p. 967—978.

**Kiyan D., Jones A.G., Vozar J.** The inability of magnetotelluric off-diagonal impedance tensor elements to sense oblique conductors in three-dimensional inversion // *Geophys. J. Int.*, 2014, v. 196, p. 1351—1364.

**Miensopust 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 // *Phys. Earth Planet. Int.* 2005, v. 150, p. 3—14.

*Рекомендована к печати 21 марта 2019 г.  
И.Н. Ельцовым*

*Поступила в редакцию 9 апреля 2018 г.,  
после доработки — 26 декабря 2018 г.*