

УДК 550.372

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА: ТРЕХМЕРНАЯ ИНВЕРСИЯ

В.В. Белявский

*Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
108840, Троицк, Московская обл., Россия*

Интерпретация магнитотеллурических данных в пределах Северо-Кавказского краевого массива, поднятия Главного хребта и Ставропольского свода, выполненная на основе одномерной, двумерной инверсий компонент тензора импеданса и трехмерного математического моделирования, позволила составить стартовые и тестовые модели, которые необходимы при проведении трехмерной инверсии. Трехмерная инверсия всех компонент тензоров импеданса, проведенная на тестовой трехмерной модели, показала на возможность оценивать параметры проводящих модельных блоков. Трехмерная инверсия всех компонент экспериментальных матриц импеданса, выполненная с учетом результатов, полученных на тестовой 3D модели, существенно скорректировала параметры проводящих блоков, выделенных на этапах одномерной, двумерной инверсий и трехмерного математического моделирования магнитотеллурических полей в центральной части Северного Кавказа. В результирующей трехмерной геоэлектрической модели региона положение низкоомных блоков коррелирует с расположением шовных зон, глубинных разломов, вулканических камер, доменов с пониженными скоростями обменных волн землетрясений и повышенным их поглощением. Это можно объяснить зависимостью проводимости коровых блоков от водонасыщения. Вблизи низкоомных аномалий группируются гипоцентры землетрясений.

Магнитотеллурические зондирования, глубинное строение, удельное электрическое сопротивление, трехмерная инверсия

GEOELECTRIC MODEL OF THE CENTRAL PART OF THE NORTH CAUCASUS: THREE-DIMENSIONAL INVERSION

V.V. Belyavsky

Interpretation of magnetotelluric data within the North Caucasus marginal massif, the uplift of the Main Range, and the Stavropol Arch, performed on the basis of one- and two-dimensional inversions of the impedance tensor components and three-dimensional mathematical modeling, makes it possible to compile the starting and test models that are necessary for a three-dimensional inversion. It is shown by the three-dimensional inversion of all the impedance tensor components, carried out on a test three-dimensional model, that it is possible to estimate the parameters of conducting model blocks. The three-dimensional inversion of all the experimental impedance matrix components, performed with account for the results obtained on the test three-dimensional model, significantly corrects the parameters of the conducting blocks identified at the stages of one- and two-dimensional inversions, as well as the three-dimensional mathematical modeling of magnetotelluric fields in the central part of the North Caucasus. In the resulting three-dimensional geoelectrical model of the region, the position of low-resistance blocks correlates with the location of suture zones, deep faults, volcanic chambers, and domains with converted earthquake waves, whose velocities are reduced and whose absorption is increased. This can be explained by the dependence of the conductivity of crustal blocks on water saturation. Earthquake hypocenters are grouped near low-resistance anomalies.

Magnetotelluric soundings, deep structure, electrical resistivity, three-dimensional inversion

ВВЕДЕНИЕ

Целью региональных магнитотеллурических исследований, выполненных в Северо-Кавказском регионе на профилях магнитотеллурического зондирования (МТЗ) протяженностью свыше 2000 км, являлось изучение строения литосферных плит, областей их сопряжения, условий формирования месторождений полезных ископаемых, выяснение причин активизации сейсмического процесса и вулканических систем различного генезиса. Решение этих вопросов позволяет создать геолого-геофизическую основу для сейсмического районирования региона, разрабатывая глубинные критерии сейсмической и вулканической опасности. Магнитотеллурическими исследованиями решались задачи по построению геоэлектрических моделей осадочного чехла, складчатого основания и фундамента предкавказской ча-

сти Скифской плиты, Большого Кавказа и Эльбрусских вулканических камер с выделением активно развивающихся структур литосферы и очаговых зон землетрясений.

Результаты проведенных магнитотеллурических исследований в центральной части Северного Кавказа представлялись в основном согласно одномерной и двумерной инверсий кривых МТЗ [Шемпелев и др., 2005, 2020]. Исследования на тестовых 3D моделях показали, что интерпретация профильных магнитотеллурических (МТ) данных на основе одномерной или двумерной инверсий часто ведет к появлению ложных аномалий проводимости при изучении изометричных структур. Трехмерная инверсия дает более реалистичское отображение параметров 3D структур и под одиночным профилем МТЗ, ориентированным не обязательно ортогонально к простиранию рассматриваемых структур [Siripunvarorn et al., 2005b; Ledo, 2006; Иванов, Пушкарев, 2012; Kiyan et al., 2014]. В этих трудах и ряде других показано, что необходимо подключать импедансы Z_{xx} и Z_{yy} в процесс инвертирования МТ данных.

В настоящей работе с использованием результатов интерпретации, полученных при 1D/2D инверсий и 3D математического моделирования [Белявский, 2007], проведена трехмерная инверсия МТ данных с целью получения распределения электропроводности в коре Северного Кавказа, учитывая погрешности предыдущих 1D/2D построений. С этой целью на тестовых 3D моделях, построенных для Северо-Кавказского региона методом интерактивного подбора к экспериментальным кривым МТЗ 3D модельных, рассчитанных по программе трехмерного математического моделирования Maxwell [Druskin, Knizhnerman, 1994], оценивались возможности 3D инверсии (программа WSINV3DMT) [Siripunvarorn et al., 2005a] восстанавливать их геоэлектрические параметры.

При проведении трехмерной инверсии экспериментальных МТ данных необходимо задавать стартовые модели. Верхняя часть этих моделей составлялась на основании 1D-инверсии инвариантных кривых МТЗ, а нижняя с учетом результатов 2D-инверсии и 3D-моделирования. Применение программы WSINV3DMT позволило скорректировать параметры проводящих блоков в нижнем структурном этаже (складчатое основание, дробящие его разломные и субгоризонтальные сдвиговые зоны), полученных на предыдущих этапах интерпретации МТ данных.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА И ЕГО ИЗУЧЕННОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Рассматриваемый сектор Северо-Кавказского региона состоит из структур Северо-Кавказского краевого массива, включающего в себя Минераловодский выступ, Северо-Кавказскую моноклираль, Передовой хребет; Главного хребта и частей Скифской плиты: Ставропольского свода, Предкавказских впадин и прогибов. На западе это Индоло-Кубанский прогиб и Азово-Кубанская впадина, на востоке Терско-Каспийский прогиб и Терско-Кумская впадина (рис. 1).

Зона Главного хребта Центрального Кавказа представляет собой наиболее глубоко эродированный выступ доальпийского основания и состоит из вытянутых в северо-западном направлении кулисообразно расположенных ромбовидных в плане блоков, сложенных главным образом протерозойскими, реже палеозойскими метаморфическими породами, гранитами, нижнесреднеюрскими глинистыми сланцами и песчаниками. Северо-Кавказский крайевой массив граничит на юге с Главным хребтом, через Пшекиш-Тырнаузскую шовную зону (Тырнаузский глубинный разлом) шириной 2—12 км и сложенную вулканогенно-осадочными отложениями палеозоя (см. рис. 1), а на севере со структурами Скифской эпигерцинской плиты, через Армавир-Невинномысский, Черкесский, Ахтырский разломы, Минераловодскую и Нагутско-Лысогорскую разломные системы. Последние две ограничивают Нальчик-Минераловодскую флексурно-разрывную зону северо-западного простирания, пересекая Эльбрусско-Минераловодскую зону сбрососдвиговых нарушений север-северо-восточного направления [Милановский и др., 1989].

Краевые разломы в большинстве своем являются взбросами, наклоненными ($75—85^\circ$) к северу или к югу плоскостями смесителей с амплитудой вертикальных смещений до 3—4 км. Развитые в пределах мегантиклинория Большого Кавказа линейная складчатость, тектонические покровы и сочетающиеся с ними разломные структуры являются генетическим следствием единого тектонического процесса надвига на него Скифской плиты. Их формирование проходило в разных геодинамических режимах: в обстановке северо-восточного тангенциального регионального сжатия на ранне-, среднеальпийском этапах и при позднеальпийской коллизионной стадии развития региона. В позднеальпийское время основной поверхностью надвигания служил Ахтырский разлом с северным падением смесителя [Тектоническая расслоенность..., 1990] и с амплитудой шарьяжей Большого Кавказа и Скифской плиты свыше 100 км, но есть данные о перемещениях плит до 30—40 км.

В позднеальпийский период сформировалось складчато-покровное сооружение Большого Кавказа. При этом мощность земной коры под Главным и Передовым хребтами возрастает до 50—60 км при 43—45 км под Ставропольским сводом и Минераловодским выступом [Шемпелев и др., 2020]. Догерцинский фундамент погружен в пределах Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов до глубин 10—14 км, а складчатое основание (доюрское) до 8—9 км [Атлас..., 1998]. Главный хребет не за-

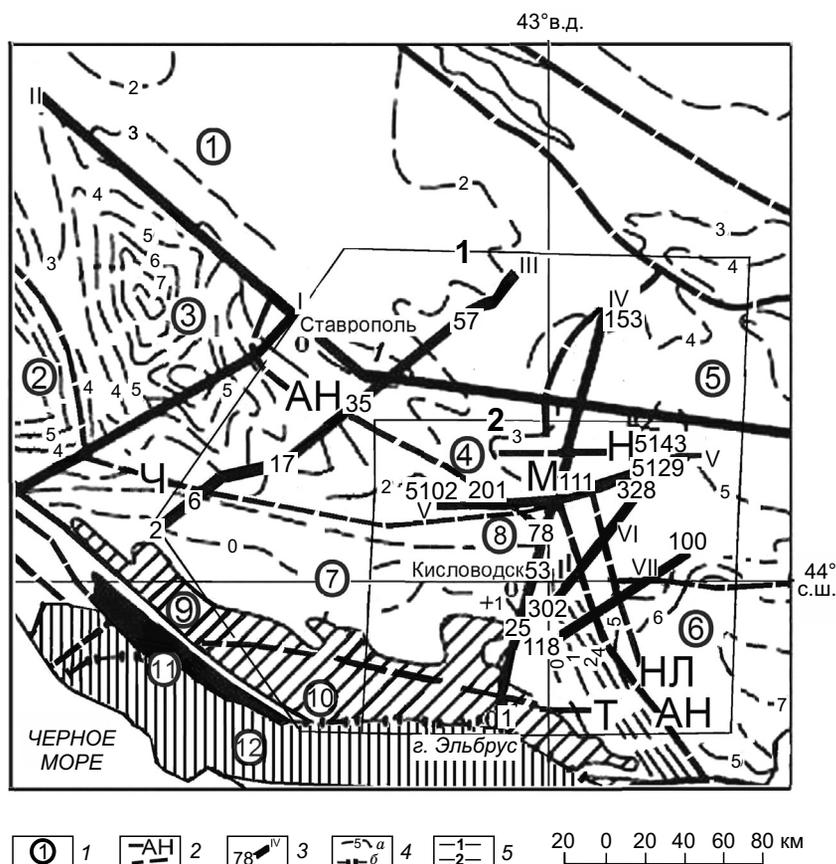


Рис. 1. Схема расположения профилей МТЗ на карте структурного районирования Северного Кавказа, по данным А.В. Нетреба и др. (1977 г.).

1 — структуры: 1—6 — Скифская эпигерцинская плита: 1 — Азово-Кубанская впадина, 2 — Индоло-Кубанский прогиб, 3 — Восточно-Кубанский прогиб, 4 — Ставропольский свод, 5 — Терско-Кумская впадина, 6 — Терско-Каспийский прогиб; 7—12 — складчатая система Большого Кавказа: 7 — Северо-Кавказский краевой массив, 8 — Минераловодский выступ, 9 — Передовой хребет, 10 — Главный хребет, 11 — выступы палеозоя, 12 — складчатые мезозойские образования; 2 — региональные и глубинные разломы, границы структурных единиц (согласно обозначениям в усл. 1): Т — Тырнауский, АН — Армавир-Невинномысский, Ч — Черкесский, Н — Нагутский, М — Минераловодский, НЛ — Нагутско-Лысогорский по границам Нальчик-Минераловодской флексурно-разрывной зоны; 3 — профили и точки наблюдения МТЗ: I — Туапсинский, II — Ейск-Каспийское море, III — Краснополянский, IV — Приэльбрусский, V, VI, VII — профили Минераловодского выступа; 4 — изолинии глубин складчатого основания (а) и граница Российской Федерации (б); 5 — границы карт 1-го и 2-го типов.

тронут процессами киммерийской и позднеальпийской складчатости, в отличие от Северо-Кавказского краевого массива.

Северо-Кавказский краевой массив на глубинах 20 км характеризуется скоростями продольных волн $v_p = 6.4$ км/с, а под обрамляющими его прогибами $v_p = 6.2$ км/с (данные ГСЗ), что объясняется их повышенной гранитизацией [Белявский и др., 2007]. Максимальной плотностью магнитотеллурических наблюдений охвачена северо-восточная часть Северо-Кавказской моноклинали, Минераловодский выступ, которые относятся к зоне устойчивой сейсмической активности на уровне умеренных и слабых землетрясений. Они являются западным продолжением Нальчик-Минераловодской флексурно-разрывной зоны, которая стыкуется с Черкесским разломом, ограничивающим с севера Минераловодский выступ (см. рис. 1). Поле сейсмичности в плане неоднородно, образуя две почти параллельные зоны повышенной сейсмической активности северо-западного простирания вдоль упомянутой флексурно-разрывной зоны [Габсатарова и др., 2020]. В ее пределах выделяется система крутопадающих разломов.

МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

В пределах рассматриваемой части Северного Кавказа интерпретировались МТ данные на профилях Краснополянский (III), Приэльбрусский (IV) и V, VI, VII, пересекающих Северо-Кавказский кра-

ево́й массив (см. рис. 1). Оценивалось распределение электропроводности под Главным хребтом Большого Кавказа, Северо-Кавказским краевым массивом, Минераловодским выступом, Ставропольским сводом и в краевых частях Восточно-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов. Магнитотеллурические зондирования выполнялись ООО «ЦЭМИ», ООО «Северо-Запад» и объединением «Кавказгеолсъемка» в диапазоне периодов $0.001 < T < 1000$ с станциями ЦЭС-2, ЦЭС-М и МТУ-5, МТУ-2 с шагом точек наблюдений (т. н.) 1—5 км.

Первичная обработка магнитотеллурических наблюдений выполнялась в ООО «ЦЭМИ» и ООО «Северо-Запад», а углубленная в Центре «ГЕОН» и ЦГЭМИ филиала Института физики Земли РАН. Результаты контрольных наблюдений, выполненных станциями МТУ показали, что при синхронных измерениях с базисной станцией относительные среднеарифметические отклонения для модулей основных импедансов составляют 1—1.6 %, дополнительных 4.0—4.5 %, погрешности фаз основных импедансов 1.3° и дополнительных до 4° . Трехмерная интерпретация компонент матриц $[Z_{ob}]$ выполнялась на картах с площадями $4 \cdot 10^4$ км² (1-й тип) и 10^4 км² (2-й тип) (см. рис. 1).

ЭТАПЫ ПОСТРОЕНИЯ ТРЕХМЕРНЫХ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Адаптация программы WSINV3DMT к оценке параметров низкоомных блоков на 3D тестовых моделях по ее инверсионным значениям $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$ при выделении блоков с пониженным удельным электрическим сопротивлением (УЭС) $\rho_m(X_m, Y_m, Z_m)$ в центральной части Северного Кавказа (рис. 2). Это позволило понять и учесть особенности инверсионного процесса при картировании низкоомных аномалий [Siripunvaraporn et al., 2005a; Miensopust et al., 2013].

Составление стартовых геоэлектрических моделей по результатам одномерной [Белявский, 2007] и двумерной [Варенцов, 2002] инверсий инвариантных значений экспериментальных матриц импедансов $[Z_{ob}]$, например, максимальных Z_{ob}^{maxH} и минимальных Z_{ob}^{minH} импедансов индукции и фазового тензора [Counil et al., 1986; Caldwell et al., 2003]; интерактивного подбора к кривым ρ_{ob}^{maxH} и ρ_{ob}^{minH} 3D-модельных ρ_m^{maxH} и ρ_m^{minH} , рассчитанных программой 3D моделирования (Maxwell) и блока, вычисляющего инвариантные кривые МТЗ, выполняющего 1D инверсию и трансформации матриц импеданса [Белявский, 2011].

Трехмерная инверсия (программа WSINV3DMT) компонент матриц $[Z_{ob}]$ при различных параметрах стартовых моделей с оценкой отклонения в каждой точке инверсии (т. и.) компонент $[Z_{ob}]$ от получаемых при 3D инверсии матриц $[Z_{in}]$ и выбора результирующей 3D модели с их минимальными отклонениями.

Анализ полученных распределений $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$ и сейсмических данных с оценкой возможного содержания водной фракции флюида в проводящих разломах и коровых блоках Северо-Кавказского краевого массива и Ставропольского свода.

Проведенная ранее интерпретация МТ данных по Северо-Кавказскому региону в режиме 1D/2D инверсий позволила построить геоэлектрические разрезы, которые принимались за результирующие в

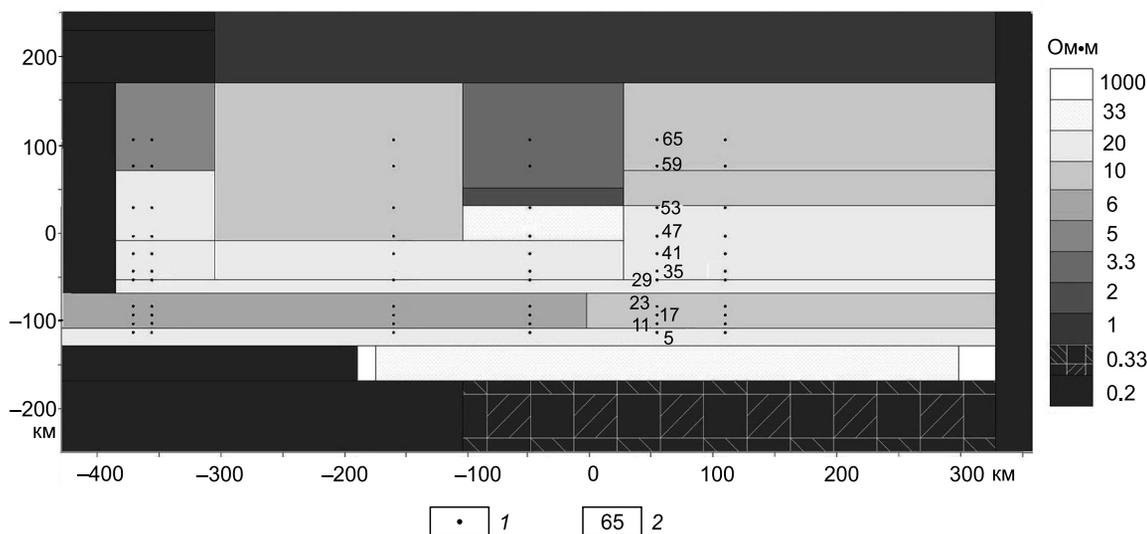


Рис. 2. Сечение тестовой 3D модели Северного Кавказа на уровне $Z = 100$ м.

Справа — шкала УЭС верхних модельных блоков. 1 — точки инверсии матриц $[Z_i]$, 2 — номера для сечения, отвечающего профилю IV на рис. 1.

интервале частот, где экспериментальные матрицы импедансов $[Z_{ob}]$ отвечали 1D/2D размерности. Снятие влияния на кривые МТЗ локальных неоднородностей верхней части разреза проводилось и с помощью амплитудных кривых фазового тензора, которые строились с помощью преобразования Вайдельта [Белявский, 2007]. Двумерная инверсия выполнялась поэтапно: на первом этапе инвертировались поперечные кривые МТЗ, на втором — продольные кривые и затем фазы импедансов фазового тензора или индукции Z_{ob}^{maxH} и Z_{ob}^{minH} . При 3D размерности матриц $[Z_{ob}]$ на первом этапе обратная МТ задача решалась методом подбора (программа Maxwell). Это позволило дополнить нижние части стартовых и тестовых 3D моделей, учитывая результаты 1D/2D инверсий, там, где они отвечали размерностям матриц $[Z_{ob}]$. Распределение ρ_m в верхнем слое тестовой 3D модели представлено рис. 2. Трехмерная модель строилась по ряду профилей для всего Северо-Кавказского региона, а сечение, отвечающее положению Приэльбрусского профиля (IV), обозначено номерами точек инверсии, для которых проводилась трехмерная инверсия. Азимуты модельных профилей составляют 30° и близки к ориентации экспериментальных профилей МТЗ (см. рис. 1).

ТРЕХМЕРНАЯ ИНВЕРСИЯ МАТРИЦ ИМПЕДАНСА

В основе программы трехмерной инверсии WSINV3DMT лежит принцип Оккама: минимизация Тихоновского функционала невязки с весовыми характеристиками в исходных и модельных данных и получением наиболее сглаженных характеристик геоэлектрического разреза. Минимизация выполняется с помощью приближенного метода Гаусса-Ньютона. В результате получаем сглаженные вдоль осей X , Y и Z распределения $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$. Ось X ориентирована на север, а ось Y на восток. Прямая МТ задача решалась конечно-разностным методом [Siripunvaraporn et al., 2005a]. Суммарное отклонение всех исходных компонент матриц импедансов $[Z^{ob}]$ от $[Z^{in}]$, получаемых на каждой стадии инверсионного процесса, контролируется нормализованным среднеквадратичным отклонением — RMS, которое позволяет определить достигнут ли главный минимум при минимизации функционала невязки. Если он отсутствовал, то рассматривались компоненты $[Z_{in}]$, полученные для локальных минимумов RMS, в которых достигнуты малые расхождения между основными импедансами экспериментальных $[Z_{ob}]$ и инверсионных $[Z_{in}]$ тензорах в точках инверсии. Решение обратной МТ задачи выполнялось при 15—25 итерациях.

Исследования на тестовых 3D моделях. Опыты по трехмерной инверсии проводились на тестовых матрицах $[Z_i]$ 3D модели (рис. 2; 3, *a, б*), составленной методом подбора к кривым ρ_{ob}^{maxH} , ρ_{ob}^{minH} 3D модельных ρ_i^{maxH} , ρ_i^{minH} . Стартовые модели, необходимые при проведении 3D инверсии, содержали в верхнем слое блоки, отражающие осредненное распределение ρ_m , с учетом УЭС тестовой модели и положения низкоомных прогибов, обрамляющих высокоомный Северо-Кавказский краевой массив. Верхний слой перекрывался квазиоднородным пластом мощностью 100—150 м с $\rho_i = 10$ Ом·м, который снижал погрешности расчета ЭМ полей при стыковке блоков с резким контрастом УЭС в верхнем слое стартовой модели [Miensopust et al., 2013].

Трехмерная инверсия, проведенная для семи разных стартовых моделей, показала на возможность приближенной оценки программой WSINV3DMT параметров нижних проводящих блоков в тестовой 3D модели (см. рис. 3, *б*), расположенных под неоднородным верхним слоем (см. рис. 3, *а*). Их кровля близка к границе низкоомных аномалий $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$, полученных при 14 итерациях с RMS = 4.3, а интегральная проводимость блоков с $S_i \approx 2000—2500$ См (т. и. 29—47) картируется низкоомными аномалиями с $S_{in} \approx 2000—2500$ См в интервале т. и. 29—41 и с $S_{in} \approx 1000—1500$ См под т. и. 41—47.

Минимальное отклонение ρ_{in} от ρ_i отвечает минимальным значениям относительных среднеарифметических отклонений δ_{xy} , δ_{yx} модельных модулей импедансов Z_i^{xy} и Z_i^{yx} от получаемых Z_{in}^{xy} и Z_{in}^{yx} в рассматриваемых т. и. Для сечения 3D модели (см. рис. 3, *а*; т. и. 5—65), отвечающего положению пр. IV, в диапазоне периодов $0.1 < T < 400$ с $\delta_{yx} = 1—12$ % и $\delta_{xy} = 1—25$ %.

Составление стартовых геоэлектрических моделей. На экспериментальных профилях МТЗ выделялись области структур и интервалы частот, для которых можно ограничиться результатами 1D/2D инверсий инвариантных компонент тензора импеданса $[Z_{ob}]$. Полученные при этом геоэлектрические разрезы для Ставропольского свода, Индоло-Кубанского и Восточно-Кубанского прогибов [Белявский и др., 2007] включались в стартовые модели. При трехмерной размерности матриц $[Z_{ob}]$ обратная МТ задача на первом этапе решалась методом подбора 3D модельных кривых $\rho_m^{maxH}(T)$ и $\rho_m^{minH}(T)$ к экспериментальным $\rho_{ob}^{maxH}(T)$ и $\rho_{ob}^{minH}(T)$, а результирующая модель строилась согласно трехмерной инверсии всех компонент матриц $[Z_{ob}]$.

Для достижения согласия между компонентами матриц $[Z_{ob}]$ и $[Z_{in}]$ в стартовых моделях варьировались параметры модельных блоков, число инвертируемых матриц импеданса и размеры сеток дискретизации. Рассматривалось около 30 стартовых моделей с разным числом ячеек дискретизации. Для

карт 1-го типа их задавалось 46 (по оси X), 50 (по Y), 20 (Z) и с шагом между узлами сетки 5 км (по осям X, Y), а в картах 2-го типа — 34 (по оси X), 50 (по Y), 20 (Z) с шагом 3 км. В результирующих стартовых моделях в верхний слой (мощностью 150 м) с $\rho_m = 10$ Ом·м вставлены блоки с $\rho_m = 100$ —1000 Ом·м (выступы складчатого основания) и с 5—10 Ом·м (верхняя часть впадин и прогибов). Расположенные ниже параллелепипеды протяженностью по осям X, Y до десятков километров аппроксимировали изменение суммарной проводимости прогибов и поднятий (данные 1D/2D инверсий).

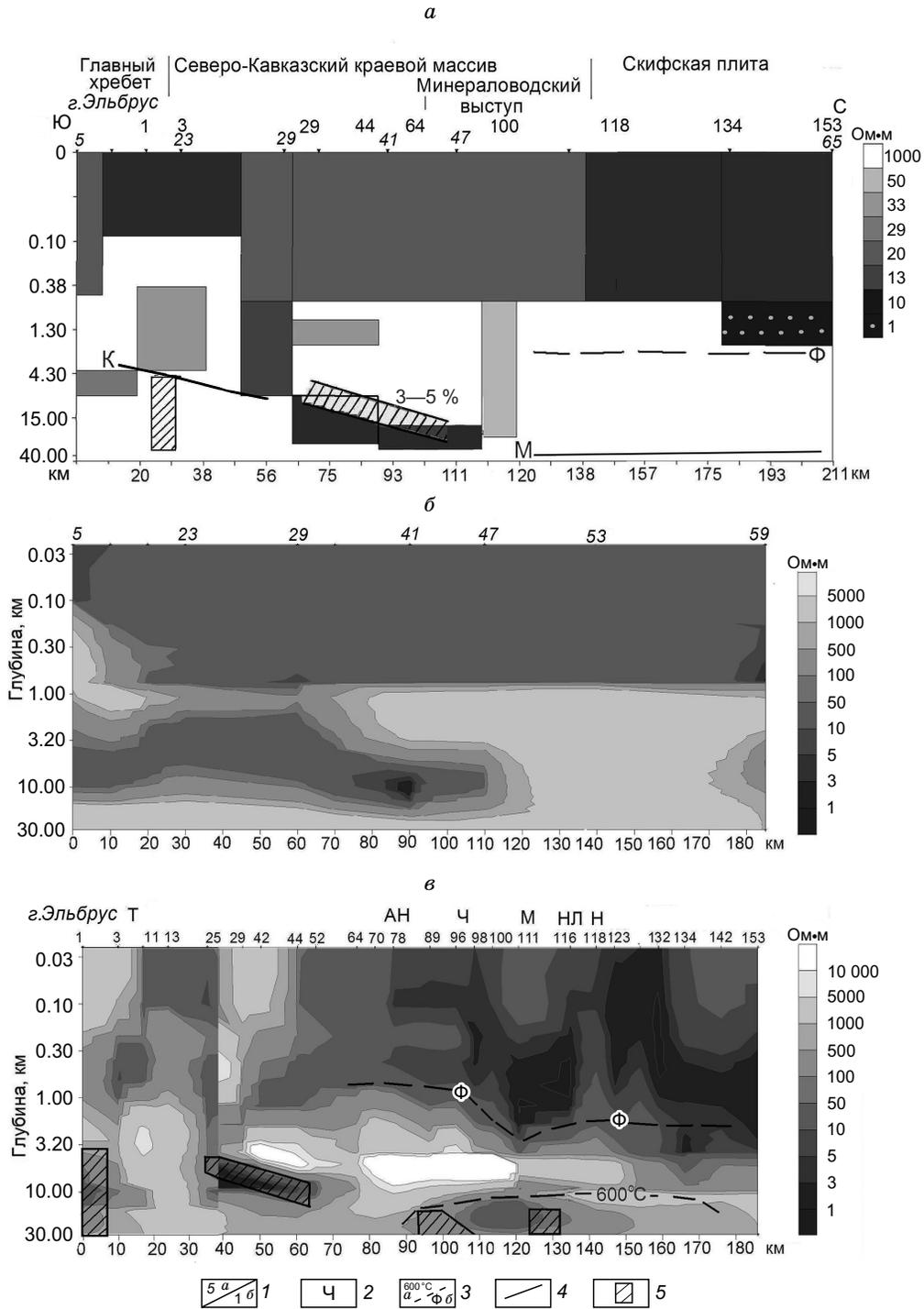


Рис. 3. Приэльбрусский профиль (пр. IV), результаты трехмерной интерпретации методами:

а — интерактивного подбора кривых МТЗ (тестовая модель, см. рис. 2), *б, в* — 3D инверсии матриц $[Z_i]$ тестовой 3D модели (*б*) и экспериментальных $[Z_{ob}]$ (*в*). Масштаб по осям глубин логарифмический. 1 — положение модельных т. и. (*а*) и отвечающих им экспериментальных т. н. МТЗ (*б*); 2 — аббревиатура глубинных разломов (см. рис. 1); 3 — положение изотермы с 600 °С (*а*) и кровли кристаллического фундамента (*б*); 4 — границы Мохо (М) и Конрада (К) [Атлас..., 1998]; 5 — блоки с 3—5 %-м дефицитом скорости продольных волн [Шемпелев и др., 2020].

Краснополянский профиль МТЗ (пр. III). Согласно распределению параметров асимметрии матриц $[Z_{ob}]$ на частотах ниже 1 Гц области с квазидвумерной размерностью ($skew < 0.15$) расположены в пределах Ставропольского свода и частично в Восточно-Кубанском прогибе. На низких частотах кривые ρ_{ob}^{maxH} ориентируются по азимутам $70\text{--}90^\circ$, а на средних $-30\text{--}40^\circ$ (продольные кривые). Двумерная инверсия кривых ρ_{ob}^{maxH} и фаз $\text{Arg}Z_{ob}^{maxH}$, ориентированных в основном вдоль структурных линий, проведенная в режиме E поляризации (рис. 4, а), выделила под складчатой системой Кавказа (МТЗ 2—3) на глубине $Z_{in} = 10\text{--}12$ км блок с $\rho_{in} = 5$ Ом·м мощностью $H_{in} = 20\text{--}30$ км. Метод подбора 3D моделей разделил его на два этажа, сместив верхний с $\rho_{in} = 20$ Ом·м до $Z_{in} = 15$ км, а нижний с $\rho_{in} = 40$ Ом·м до глубины 30 км.

Приэльбрусский профиль (пр. IV). В пределах Главного Кавказского хребта на средних и низких частотах параметры асимметрии матриц импеданса в верхних и нижних частях разреза $skew > 0.3$ и $skew_{\eta} > 0.3$ показали на их 3D размерность [Белявский, 2007]. Кривые ρ_{ob}^{maxH} на средних частотах ориентируются по азимутам: $-10\text{--}40^\circ$ на Главном хребте Большого Кавказа, $-10\text{--}+50^\circ$ в пределах Северо-Кавказской моноклинали, от -30 до 70° в Терско-Кумской впадине. Решение обратной МТ задачи методом подбора 3D модельных кривых ρ_m^{maxH} , ρ_m^{minH} к кривым ρ_{ob}^{maxH} и ρ_{ob}^{minH} позволило выделить блоки под Главным Кавказским хребтом (МТЗ 1—3) с $\rho_m \approx 30$ Ом·м и Северо-Кавказским массивом (МТЗ 29—100), протягивающимся от Тырнаузского разлома до Минераловодского выступа с $\rho_m \approx 10\text{--}15$ Ом·м (см. рис. 3, а).

Профили Минераловодского выступа. На профиле V на высоких частотах параметр $skew < 0.2$, а на низких $skew > 0.2$, как и параметр фазовой асимметрии матриц $[Z_{ob}]$. Кривые ρ_m^{maxH} и ρ_m^{minH} ориентируются по азимутам $20\text{--}30^\circ$. На профиле VI на большинстве точек МТЗ $skew > 0.2$ (3D размерность), а на периодах $T > 40$ с кривые ρ_m^{maxH} развернуты по азимуту $100\text{--}120^\circ$ [Белявский, 2007]. Близкая ситуация наблюдается и на профиле VII.

О надежности геоэлектрических разрезов, полученных при 3D инверсии. При решении обратной МТ задачи на 13—24 итерациях инверсионного процесса (программа WSINV3DMT) параметр RMS уменьшался до 4.1—4.6. За результирующую принималась модель с минимальными RMS и относительными среднеарифметическими отклонениями (δ_{xy} , δ_{yx}) экспериментальных модулей импедансов $|Z_{ob}^{xy,yx}|$ от $|Z_{in}^{xy,yx}|$ для т. н. МТЗ, под которыми расположены аномалии проводимости.

Для карт 2-го типа они составляют при 17 итерациях на периодах:

$$T = 0.1\text{--}1 \text{ с, пр. V — } \delta_{yx, xy} = 1\text{--}5 \% \text{ (редко } \delta_{yx, xy} = 10\text{--}15 \% \text{)}$$

$$\text{и на пр. VI, VII — } \delta_{yx, xy} = 1\text{--}10 \% \text{ (редко } \delta_{yx, xy} = 15\text{--}20 \% \text{);}$$

$$T = 10\text{--}300 \text{ с, пр. V — } \delta_{xy} = 1\text{--}25 \% \text{, } \delta_{yx} = 1\text{--}10 \% \text{ (редко } \delta_{xy, xy} > 25 \% \text{),}$$

$$\text{на пр. VI — } \delta_{xy} = 1\text{--}25 \% \text{ (редко } \delta_{xy} > 25 \% \text{), } \delta_{yx} = 1\text{--}12 \% \text{ (редко } \delta_{yx} > 15 \% \text{)}$$

$$\text{и на пр. VII — } \delta_{yx} = 1\text{--}10 \% \text{, } \delta_{xy} = 1\text{--}35 \% \text{;}$$

$$T = 0.1\text{--}1 \text{ с, пр. IV — } \delta_{xy} = \delta_{yx} = 1\text{--}20 \% \text{, (реже } \delta_{xy, yx} > 25 \% \text{)}$$

$$\text{и на } T = 10\text{--}300 \text{ с } \delta_{xy} = 1\text{--}30 \% \text{ (реже } \delta_{xy, yx} > 35 \% \text{), } \delta_{yx} = 1\text{--}20 \% \text{ (реже } \delta_{xy, yx} > 25 \% \text{).}$$

На профиле III (карты 1-го типа) при 17 итерациях для $T < 10$ с $\delta_{xy, yx} = 1\text{--}7 \%$ и для интервала $10 < T < 400$ с $\delta_{yx} = 5\text{--}20 \%$ и $\delta_{xy} = 10\text{--}60 \%$.

О соответствии экспериментальных кривых $\rho_{ob}^{xy, yx}$ полученным $\rho_{in}^{xy, yx}$ можно судить и по их частотным характеристикам, представленным на рис. 5. Аналогичная ситуация имеет место и для профилей VI и VII.

Распределение $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$ вдоль профилей МТЗ и для глубин $Z = 4\text{--}20$ км получено для стартовых моделей на картах: 2-го типа, составленных по т. н. на профилях V, VI, VII и, начиная с т. н. 25, на пр. IV (рис. 3; 6; 7, б, в); 1-го типа, учитывающих т. н. на пр. III и большинство т. н. на других профилях МТЗ (см. рис. 4, б; 7, а).

Более высокие значения погрешностей δ_{xy} по сравнению с δ_{yx} на пр. III связаны с проявлением на импедансах $Z_{ob}^{xy} \approx Z_{ob}^{\perp}$ краевого эффекта от южного борта Индо-Кубанского прогиба, который полностью не компенсируется понижением модельных $|Z_{in}^{xy}|$ до минимальных значений $|Z_{ob}^{\perp}|$. Аналогичная ситуация имеет место и для δ_{xy} на пр. V, протягивающегося вдоль северной границы Минераловодского выступа, и на пр. IV, где импедансы Z_{ob}^{yx} ориентируются достаточно близко к простиранию структур Северо-Кавказского массива. Известно [Бердичевский, Дмитриев, 2009], что низкоомные блоки в нижнем структурном этаже проявляются в основном на импедансах $Z_{in}^{||}$, которые близки в нашей ситуации к Z_{ob}^{yx} и определяются с меньшими погрешностями — δ_{yx} , чем Z_{in}^{xy} (Z_{in}^{\perp}).

Из сопоставления на рис. 5 частотных характеристик экспериментальных и модельных кажущихся сопротивлений видно, что программа WSINV3DMT на периодах $T > 10\text{--}50$ с дает сглаженные из-

менения значений $\rho_{in}^{xy}, \rho_{in}^{yx}$ вдоль линий профилей, по сравнению с $\rho_{ob}^{xy}, \rho_{ob}^{yx}$. Например, у кривых $\rho_{ob}^{xy} \approx \rho_{ob}^{yx}$ в т. н.: 5109—201, 215—5128 на пр. V, 118—106 на пр. VII и 11—98 у кривых ρ_{ob}^{yx} на пр. IV, т. е. она частично гасит проявление локального «S эффекта» на кривых $\rho_{ob}^{xy}, \rho_{ob}^{yx}$ при картировании региональных аномалий проводимости, расположенных в нижних частях разреза.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РЕГИОНА

Краснополянский профиль. Трехмерная инверсия матриц $[Z_{ob}]$ скорректировала параметры проводящего блока, выделенного при 2D инверсии под северным бортом складчатой системой Большого Кавказа (т. н. 2—4), до значений $\rho_{in} = 50$ Ом·м в интервале глубин 10—25 км (см. рис. 4, б). Под этой аномалией проводимости глубже 30 км расположен домен с повышенным поглощением обменных волн землетрясений (МОВЗ), обрамляющим и Черкесский разлом [Белявский и др., 2007].

В зоне перехода от Восточно-Кубанского прогиба к Северо-Кавказской моноклинали (т. н. 6—8) картируется аномалия с $\rho_{in} = 10$ —50 Ом·м, которая также коррелирует с повышенным затуханием обменных волн. Области повышенной проводимости под Восточно-Кубанским прогибом (т. н. 17—21) и Ставропольским сводом (т. н. 35—47), близки к положению глубинных разломов, картируемых методом МОВЗ (см. рис. 4, б).

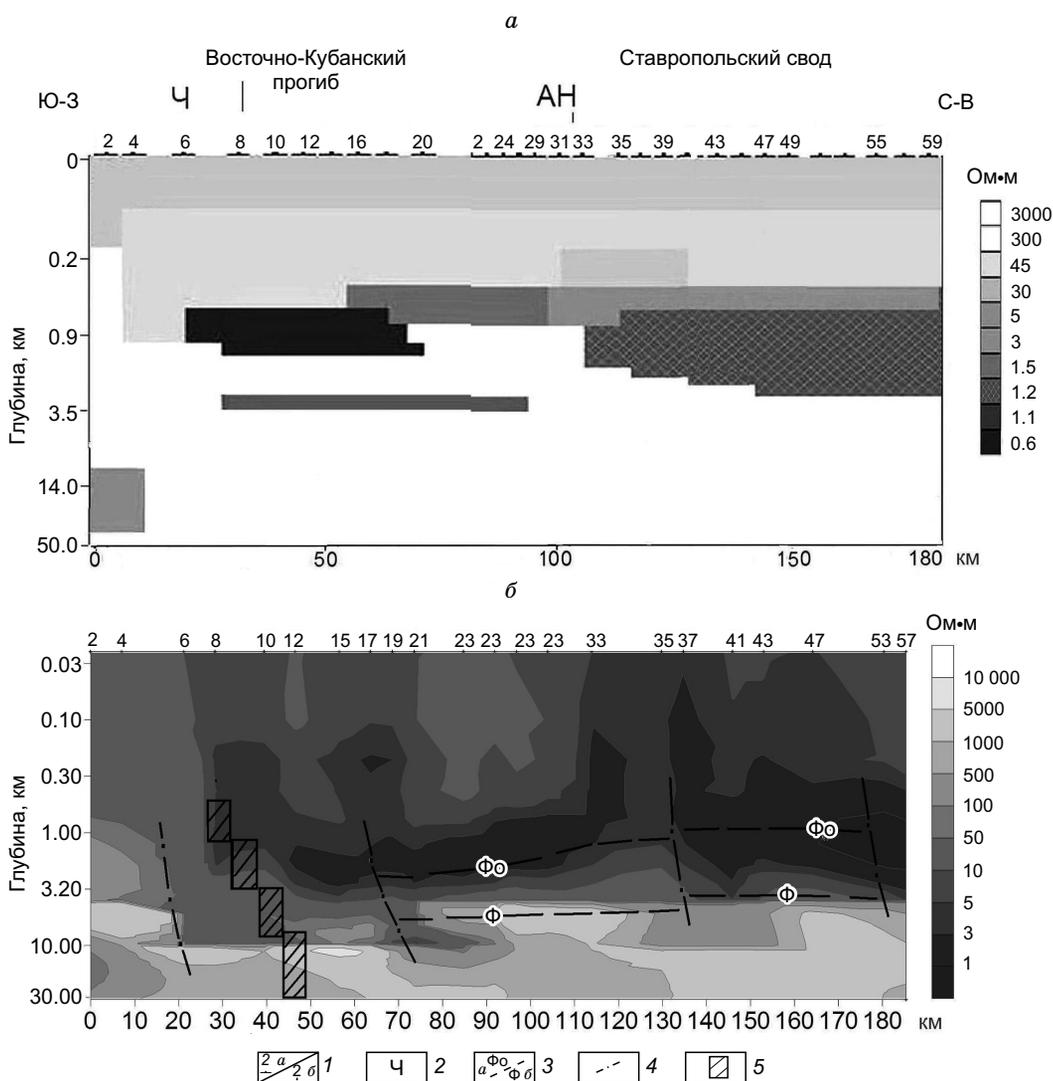


Рис. 4. Краснополянский профиль (пр. III), результаты инверсий кривых МТЗ:

a — двумерной, амплитудных и фазовых кривых E — поляризации (масштаб глубин логарифмический); *b* — трехмерной, всех компонент матриц $[Z_{ob}]$. 1 — положение т. и. МТЗ при 2D (*a*) и 3D (*b*) инверсиях; 2 — аббревиатура глубинных разломов (см. на рис. 1); 3 — кровля складчатого основания (*a*) и кристаллического фундамента (*b*); 4 — глубинные разломы (метод МОВЗ); 5 — зоны повышенного поглощения обменных волн землетрясений (метод МОВЗ) [Белявский и др., 2007].

Приэльбрусский профиль. Под Главным Кавказским хребтом, вблизи влк. Эльбрус (т. н. 1—3) на глубинах от 5 до 20 км и в пределах Тырнаузского разлома (т. н. 11) в верхней части разреза ($Z_{in} < 1.5$ км) выделены аномалии с $\rho_{in} = 10—50$ Ом·м (см. рис. 3, в). Под Северо-Кавказской моноклиной от т. н. 25 и до Армавир-Невинномысского разлома (т. н. 64) на глубинах от 5 до 15 км картируется область с

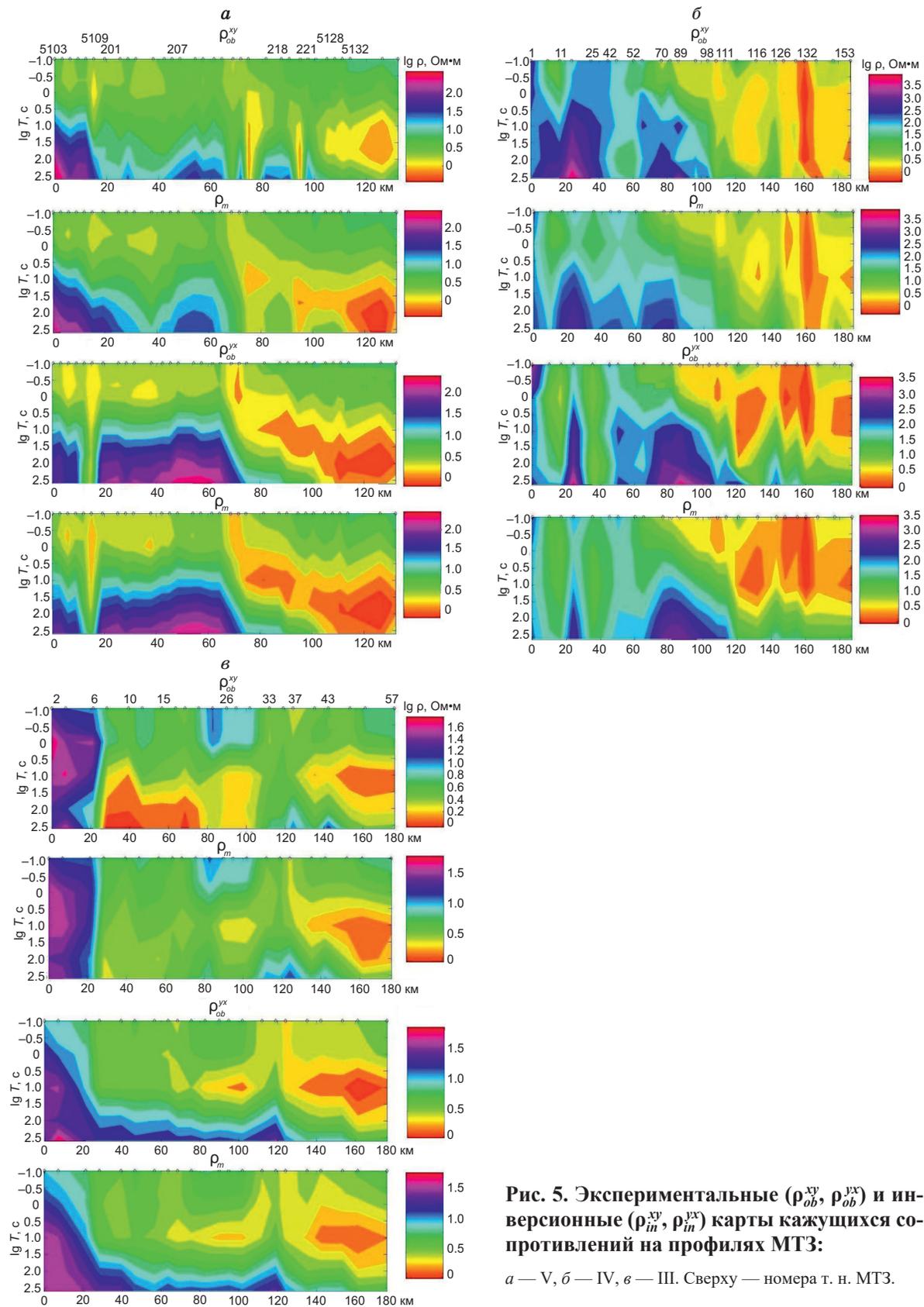


Рис. 5. Экспериментальные (ρ_{ob}^{xy} , ρ_{ob}^{yx}) и инверсионные (ρ_{in}^{xy} , ρ_{in}^{yx}) карты кажущихся сопротивлений на профилях МТЗ:

а — V, б — IV, в — III. Сверху — номера т. н. МТЗ.

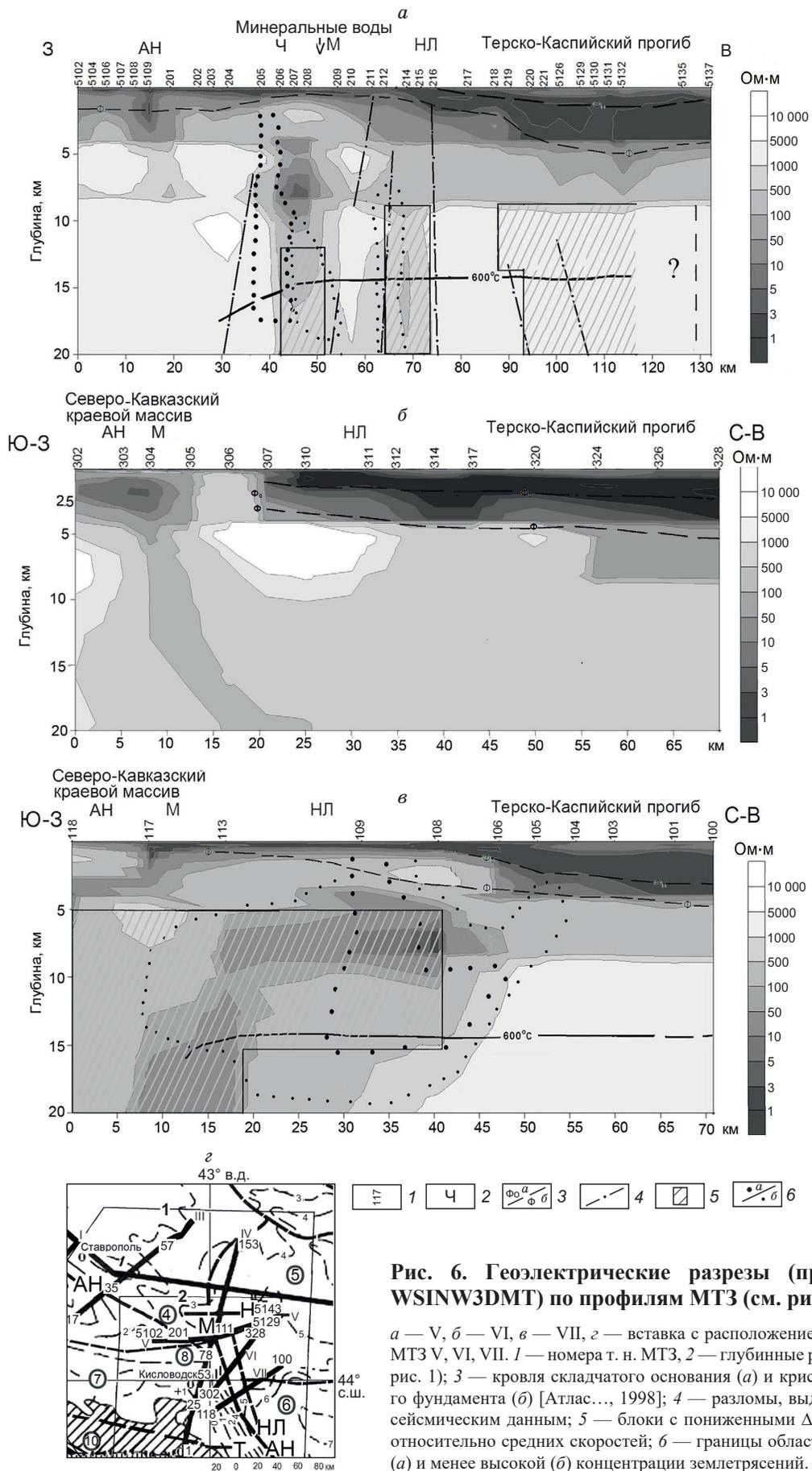


Рис. 6. Геоэлектрические разрезы (программа WSINW3DMT) по профилям МТЗ (см. рис. 1):

a — V, *б* — VI, *в* — VII, *г* — вставка с расположением профилей МТЗ V, VI, VII. 1 — номера т. н. МТЗ, 2 — глубинные разломы (см. рис. 1); 3 — кровля складчатого основания (*a*) и кристаллического фундамента (*б*) [Атлас..., 1998]; 4 — разломы, выделенные по сейсмическим данным; 5 — блоки с пониженными $\Delta v_p = 2-4\%$ относительно средних скоростей; 6 — границы областей высокой (*a*) и менее высокой (*б*) концентрации землетрясений.

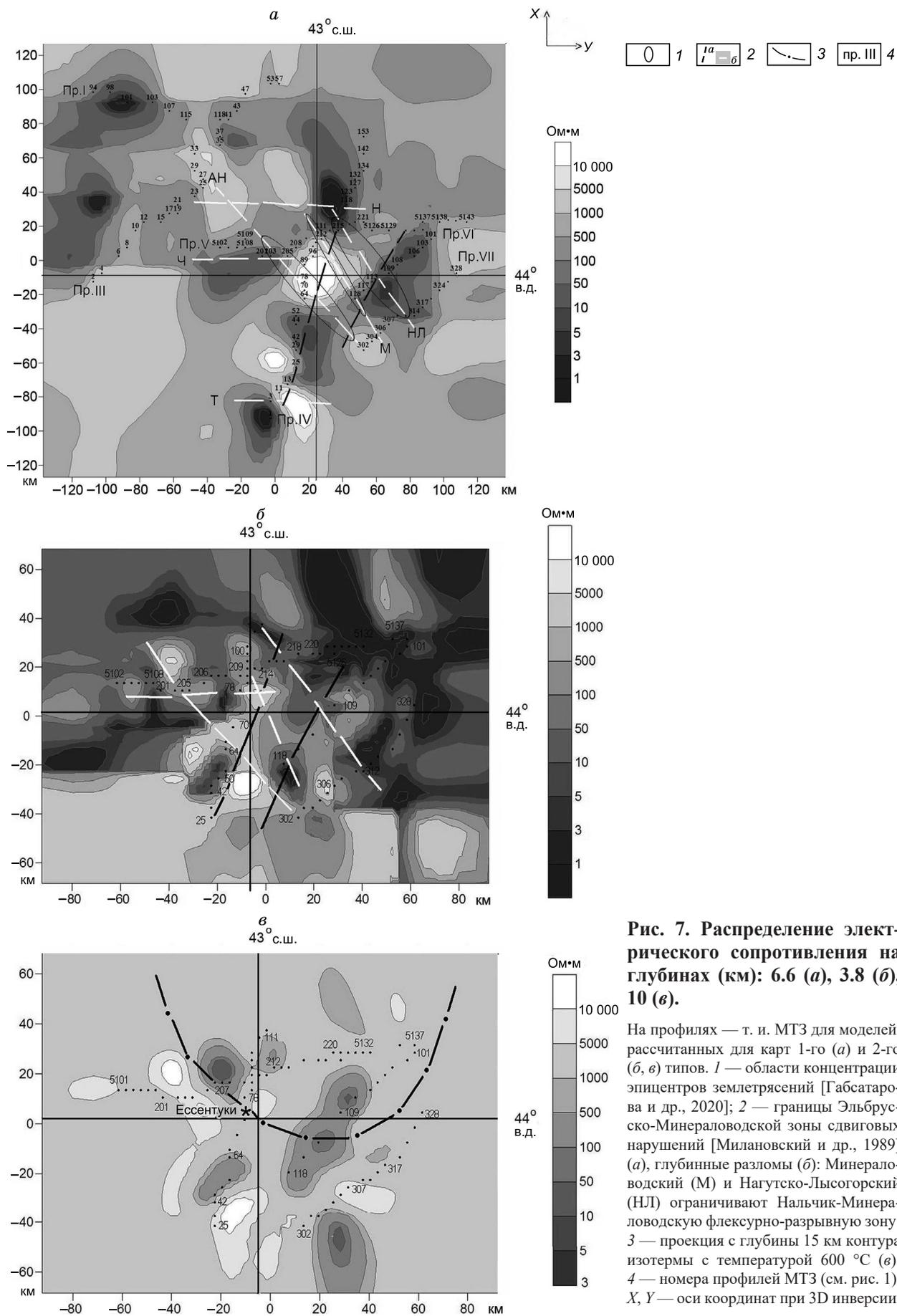


Рис. 7. Распределение электрического сопротивления на глубинах (км): 6.6 (а), 3.8 (б), 10 (в).

На профилях — т. и. МТЗ для моделей, рассчитанных для карт 1-го (а) и 2-го (б, в) типов. 1 — области концентрации эпицентров землетрясений [Габсатарова и др., 2020]; 2 — границы Эльбурско-Минераловодской зоны сдвиговых нарушений [Милановский и др., 1989] (а), глубинные разломы (б): Минераловодский (М) и Нагутско-Лысогорский (НЛ) ограничивают Нальчик-Минераловодскую флексурно-разрывную зону; 3 — проекция с глубины 15 км контура изотермы с температурой 600 °С (в); 4 — номера профилей МТЗ (см. рис. 1). X, Y — оси координат при 3D инверсии.

$\rho_{in} = 1\text{—}10$ Ом·м. Ее положение отвечает проводящим блокам, выделенным методом подбора (см. рис. 3, а) от т. н. 25 до 64. Поскольку апробация программы WSINV3DMT показала (см. рис. 3, б), что проводящий блок в тестовой модели (см. рис. 3, а) выделяется на всем его протяжении, то за результирующее принято распределение $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$, представленное на рис. 3, в.

Положение этих блоков с проводимостью $S_{in} = 2000\text{—}3000$ См (т. н. 25—64) коррелирует с блоками повышенного затухания обменных волн землетрясений и дефицитом скорости продольных волн до 3—5 % (см. рис. 3). Наблюдаемая картина отвечает надвику коровых низкоомных и низкоскоростных блоков Скифской плиты на структуры Большого Кавказа, ведущему к росту под ними мощности коры [Шемпелев и др., 2020].

Низкоомная аномалия с $\rho_{in} = 10\text{—}50$ Ом·м, расположенная глубже 15 км под т.н. 98—116, ассоциирует с системой пересекающихся разломов, ограничивающих Минераловодский выступ и Ставропольский свод (см. рис. 3, в; 7, в). Она выделена под изотермой с $T = 600$ °С [Левин, Кондорская, 1998], что показывает на возможную связь аномалии с содержанием флюида в коровых блоках.

Профили Минераловодского выступа. Эльбрус-Минераловодская область север-северо-восточного простирания (см. рис. 6, б, в; 7, а, б) характеризуется аномалиями $\rho_{in} = 10\text{—}50$ Ом·м (т. н. 113—117, 214—216) и $\rho_{in} = 1\text{—}3$ Ом·м (т. н. 108—109, 312—314 и 303—304), картирующими Минераловодскую и Нагутско-Лысогорскую разломные зоны северо-западного простирания. Выделенные под пр. V—VII (см. рис. 6, а, б) низкоомные аномалии на глубинах до $Z_{in} = 10$ км с $\rho_{in} = 5\text{—}10$ Ом·м (т. н. 5108—5109, 207—208), $Z_{in} = 20$ км с $\rho_{in} = 50\text{—}100$ Ом·м (т. н. 303—304; 117) коррелируют с положением Армавир-Невинномысского, Минераловодского разломов. Эти аномалии расположены над областями с дефицитом скорости продольных волн или в них. В пределах низкоомных аномалий и их окрестностях (см. рис. 6; 7) концентрируются гипоцентры и эпицентры землетрясений [Габсатарова и др., 2020].

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Апробация программы WSINV3DMT, проведенная на тестовой трехмерной модели, показала (см. рис. 2), что она восстанавливает параметры низкоомных блоков, расположенных под неоднородным верхним слоем (см. рис. 3, а, б), с отклонением получаемых значений интегральной проводимости S_{in} от тестовых S_i до 20—50 %. Применение программы WSINV3DMT позволило скорректировать распределение УЭС в проводящих коровых аномалиях, выделенных на этапах двумерной инверсии МТ данных (см. рис. 4) и интерактивного подбора 3D модельных кривых $\rho_m^{\max H}$ и $\rho_m^{\min H}$ к $\rho_{ob}^{\max H}$ и $\rho_{ob}^{\min H}$ (см. рис. 3).

2. В пределах Минераловодского выступа (пр. IV, пр. V, пр. VI) аномалии пониженных УЭС (см. рис. 7, а) согласуются с границами Эльбрусско-Минераловодской зоны сдвиговых нарушений север-северо-восточного простирания [Милановский и др., 1989] и с глубинными разломами, ограничивающими Нальчик-Минераловодскую флексурно-разрывную зону северо-западного простирания. Вдоль нее концентрируются эпицентры землетрясений [Габсатарова и др., 2020], примыкая или частично охватывая локальные зоны понижения скорости v_p и УЭС под Минераловодским выступом и Северо-Кавказским краевым массивом (см. рис. 6; 7).

Восточнее Минераловодского выступа (см. рис. 6, а, т. н. 218—5132) и Северо-Кавказского массива (см. рис. 6, в, т. н. 118—108) средняя кора характеризуется понижением скорости продольных волн. В первом случае это можно объяснить, с учетом изменения скорости поперечных волн, ростом содержания SiO_2 с 63 до 65 % [Булин, Егоркин, 2000], а во втором, с учетом уменьшения УЭС, флюидонасыщением.

3. В пределах Северо-Кавказского краевого массива, от Тырнаузского глубинного разлома к Армавиро-Невинномысскому, проводящие блоки погружаются с глубин 5 до 15—20 км (см. рис. 3, в). Им свойственно ослабление амплитуд обменных волн землетрясений в 3 раза и понижение скоростей продольных волн до $v_p = 3\text{—}5$ % [Белявский и др., 2007].

Положение проводящих блоков под Главным хребтом Кавказа (влк. Эльбрус), Минераловодским выступом и вблизи обрамляющих их глубинных разломов коррелирует с вертикальными доменами пониженных скоростей v_p или/и с их повышенным поглощением (см. рис. 3, 4, б), протягивающимися до глубин 20—50 км. Они обрамлены зонами концентраций гипоцентров (см. рис. 6, а, в) и эпицентров (см. рис. 7) землетрясений [Габсатарова и др., 2020]. Эту корреляцию можно объяснить флюидонасыщением разуплотненных плоскостей надвига земной коры Скифской плиты на консолидированную кору южной микроплиты и активизацией глубинных разломов, а под Эльбрусом «флюидосодержащим жерлом вулкана» [Шемпелев и др., 2020].

4. Факторами, способствующими возникновению водной фракции флюида и ее транспортировки, могут быть фазовые превращения минералов, преобразования серпентинитов, дегидратация пород, магматическая форма их транспортировки из мантии, дилатансионные процессы и скопление флюида в зонах перехода от хрупкой коры к жесткой. Понижение удельного сопротивления на глубинах, где тем-

пература достигает 600 °С, можно объяснить выделением воды из водосодержащих минералов [Браун, Массет, 1984]. Необходимая для этого температура поднимается к глубине 15—20 км под Ставропольским сводом и Минераловодским выступом, которая связывается с коровыми астенолинзами [Левин, Кондорская, 1998].

О высокой проницаемости шовных зон, ограничивающих Северо-Кавказский массив, свидетельствует и повышение в них концентрации гелия на 4 порядка по сравнению с фоновыми его значениями [Сейсмоактивные..., 2005]. Основным аргументом в пользу водной гипотезы понижения УЭС в блоках коры является их корреляция с доменами, характеризующимися повышенным поглощением и дефицитом скорости продольных волн. Маловероятно, что графитизированные образования являются источником низких УЭС при дефиците скорости 3—5 % в тех же проводящих блоках. Для этого при скорости продольных волн в графите 4.3 км/с содержание графита в низкоскоростных блоках должно достигать 6—10 % [Белявский, 2007], таких данных не найдено. Предварительные оценки содержания связанных долей водной фракции флюида в пределах Северо-Кавказского краевого массива, при их минерализации солями хлорида натрия с концентрацией $C = 10$ г/л [Лаврушин, 2012], показали, что их рост с 1 до 10 % приходится на области понижения ρ_m в шовных зонах и глубинных разломах [Белявский, 2011].

Автор благодарен организациям, предоставившим первичный электроразведочный материал ФГУП «Кавказгеолъёмка», ООО «ЦЭМИ» и ООО «Северо-Запад». В работе демонстрируются сейсмические построения методами МОВЗ и ГСЗ, полученные в 1990—2007 гг. Центром «ГЕОН», руководимым Л.Н. Солодиловым.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас карт Северного Кавказа: тектоническая карта Северного Кавказа. М-б 1: 1000 000 / Ред. Н.И. Пруцкий. Ессентуки, Северо-Кавказский региональный геологический центр МПР России, 1998.

Белявский В.В. Геоэлектрическая модель тектоносферы Северо-Кавказского региона. Тверь, Изд-во «Герс», 2007, 250 с.

Белявский В.В. Геоэлектрические модели складчатых областей и волноводы // Комплексный анализ электромагнитных и других геофизических методов / Ред. В.В. Спичак. М., ЛИБРОКОМ, 2011, с. 63—90.

Белявский В.В., Егоркин А.В., Ракитов В.А., Солодилов Л.Н., Яковлев А.Г. Некоторые результаты применения методов естественных электромагнитных полей и сейсмических полей на Северном Кавказе // Физика Земли, 2007, № 3, с. 4—14.

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Методы и модели магнитотеллурики. М., Научный мир, 2009, 680 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, 195 с.

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

Габсатарова И.П., Королецки Л.Н., Иванова Л.Е., Селиванова Е.А. Землетрясения Заветненское 2 мая 2012 г. с $K_p = 11.2$, $M_{w_{пер}} = 4.3$, $I_p^0 = 5$ и Воровосколесское-II 15 декабря 2012 г. с $K_p = 10.8$, $M_{w_{пер}} = 4.2$, $I_p^0 = 4$ (Ставропольский край) // Сильные и ощутимые землетрясения. Обнинск, ФИЦ ЕГС РАН. 2020, с. 323—331.

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

Лаврушин В.Ю. Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления. М., ГЕОС, 2012, 348 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 599).

Левин Л.Э., Кондорская Н.В. Сейсмичность центральной части Средиземноморского пояса Евразии в связи с проблемой развития нефтегазового комплекса // Разведка и охрана недр, 1998, № 2, с. 28—31.

Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г., Тверитинова Т.Ю. Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М., Наука, 1989, с. 99—105.

Сейсмоактивные флюидно-магматические системы Северного Кавказа / Ред. Н.П. Лаверов. М., ИФЗ РАН, 2005, 225 с.

Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / Ред. Т.А. Никитина. М., Наука, 1990, 293 с.

Шемпелев А.Г., Заалишвили В.Б., Чотчаев Х.О., Шамановская С.П., Рогожин Е.А. Тектоническая раздробленность и геодинамический режим вулканов Эльбрус и Казбек (Центральный Кавказ, Россия). Результаты глубинных исследований // Геотектоника, 2020, № 5, с. 55—69.

Шемпелев А.Г., Пьянов В.Я., Лыгин В.А., Кухмазов С.У., Морозова А.Г. Результаты геофизических исследований вдоль Приэльбрусского профиля (вулкан Эльбрус — Кавказские Минеральные воды) // Региональная геология и металлогения, 2005, № 25, с. 178—185.

Caldwell T.G., Bibby H.M., Brown C. The magnetotelluric phase tensor // *Geophys. J. Int.*, 2004, v. 158, p. 457—469, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02281.x.

Counil J.L., le Mouel J.L., Menvielle M. Associate and conjugate directions concepts in magnetotellurics // *Ann. Geophys.*, 1986, v. 4 (2), p. 115—130.

Druskin V., Knizhnerman L. Spectral approach to solving three-dimensional Maxwell's diffusion equations in the time and frequency domains // *Radio Sci.*, 1994, v. 29 (4), p. 937—953.

Kiyan D., Jones A., 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, doi: 10.1093/gji/ggt470.

Ledo J. 2-D versus 3-D magnetotelluric data interpretation // *Surv. Geophys.*, 2006, v. 27, p. 111—148, doi: 10.1007/s10712-006-0002-4.

Miensopust M.P., Queralt P., Jones A.G. Magnetotelluric 3-D inversion—a review of two successful workshops on forward and inversion code testing and comparison // *Geophys. J. Int.*, 2013, v. 193, p. 1216—1238, doi: 10.1093/gji/ggt066.

Siripunvaraporn W., Egbert G., Lenbury Y., Uyeshima M. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method // *Phys. Earth Planet. Int.*, 2005a, v. 150 (1—3), p. 3—14, doi: 10.1016/j.pepi.2004.08.023.

Siripunvaraporn W., Egbert G., Uyeshima M. Interpretation of two-dimensional magnetotelluric profile data with three-dimensional inversion: synthetic examples // *Geophys. J. Int.*, 2005b, v. 160, p. 804—814, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02527.