

Трехмерная геоэлектрическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита

© *Б. И. Ширков*^{1, 2}, *Т. К. Бурахович*¹, *А. Н. Кушнир*¹, 2017

¹ Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

² Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
УНИ "Институт геологии", Киев, Украина

Поступила 26 декабря 2016 г.

Уперше для Голованівської шовної зони (ГШЗ) і прилеглої території побудовано детальну тривимірну геоелектричну модель земної кори і верхньої мантії за допомогою програми Mtd3fwd R. L. Maskie на основі даних магнітотелуричного зондування (МТЗ) і магнітоваріаційного профілювання (МВП). Виділено аномалії електропровідності в земній корі, які просторово збігаються з глибинними зонами розломів. Підтверджено, що за межами ГШЗ неоднорідна як земна кора, так і верхня мантія. Показано, що зони аномально високого опору частково відповідають масивам кристалічних порід (Уманському, Корсунь-Новомиргородському, Новоукраїнському) в земній корі і верхній мантії.

Виявлено аномалії високої електропровідності ($\rho = 2 + 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) у земній корі, які збігаються з глибинними зонами розломів: Тальнівською, Первомайською, Владіївською, Гвоздавською, Звенигородсько-Братською, Смілянською, Суботсько-Мошоринською, і до глибини 2,5 км представлені субвертикальними структурами, а глибше в основному субгоризонтальними шарами. Поза ГШЗ спостерігається неоднорідна земна кора і верхня мантія у вигляді регіональних Чернівецько-Коростенської і Кіровоградської аномалій електропровідності.

Геологічна будова ГШЗ і її електропровідність підтверджуються колізійною моделлю формування кори центральної частини УЩ. Низькоомні аномалії приурочені до протяжних смуг і районів поширення графітізованих порід та зон метасоматоза уздовж протяжних зон розломів. В їх межах знаходиться більшість відомих у регіоні родовищ і рудопроявів рудних корисних копалин.

Отримано розподіл електропровідності в земній корі і верхній мантії ГШЗ може використовуватися при побудові глибинних геологічних і геотектонічних моделей, прогнозних металогенічних карт і схем УЩ, а також для пояснення геодинамічних процесів регіону.

Ключові слова: Голованівська шовна зона, 3D геоелектрична модель, МТ/МВ методи, глибинна будова, колізія.

Введение. Шовные зоны являются уникальными геологическими структурами докембрийских платформ. Именно в них, а также в зонах глубинных разломов и их пересечений расположено большинство рудных месторождений во всем мире [Щербак и др., 2003; Galetskiy, 2009; Selway et al., 2009; Шеремет и др., 2013; Khoza et al., 2013а, б]. В пределах этих структур, как правило, локализуются месторождения черных (железо, титан, хром), цветных (медь, никель, кобальт,

свинец, цинк), редких (цирконий, тантал, ниобий, литий, рубидий, редкоземельные элементы) и благородных (золото, серебро, платина) металлов при преобладающей роли сульфидного медно-никелевого, титано-магнетитового, хромитового и редкоземельного оруденений и др.

По данным исследований В.Е. Хаина, Л.С. Галецкого, Н.П. Щербака, Е.М. Шеремета, И.Б. Щербакова, с формированием шовных зон связаны основные этапы развития древних платформ. Они

являются линейными структурами преимущественно субмеридионального простирания, отделяющими смежные мегаблоки щитов. Отличаются от них строением, составом и возрастом формаций, которыми они сложены. Обычно шовные зоны моложе ограничиваемых ими мегаблоков или, при многоэтапном формировании, содержат формации, которые соответствуют нескольким этапам развития земной коры мегаблоков.

Анализ предыдущих исследований [Щербаков, 2005; Шеремет и др., 2013; Khoza et al., 2013a, б] таких структур большинства кристаллических щитов показывает, что они выделяются как граничные зоны с резкими перепадами величин различных геофизических характеристик: скоростей распространения упругих волн, плотности, намагниченности, теплового потока, электропроводности. Шовным зонам свойственно особенное строение структурных этажей, проявление активных геодинамических процессов.

Главные источники рудного вещества в шовных зонах могут иметь мантийное, ассимиляционное и инфильтрационное происхождение [Смирнов, 1971]. Кроме того, металлогеническая зональность этих структур [Нечаев, Наумов, 1998] указывает на зарождение и генетическую связь рудообразования с геодинамическими литосферными процессами [Старостенко и др., 2011]. В любом случае эти источники связаны с эндогенными процессами, которые протекают (или имели место) в геологической истории развития шовных зон на больших глубинах и вызывают повышение удельной электрической проводимости горных пород.

В континентальной земной коре древних платформ, согласно обзору [Жамалетдинов, Кулик, 2012], обнаружено значительное количество аномалий высокой электропроводности, которые определяются характерными чертами — длиной простирания (сотни и тысячи километров), глубиной залегания кровли (10—15 км). Аномальные структуры тяготеют к зонам современной тектонической деятельности, областям субдукции литосферных плит, а также к шовным зонам между блоками кристаллических щитов. Зоны высокой электропроводности часто сопровождаются месторождениями цинка, свинца, золота и меди (Австралия, Новая Зеландия), алмазов (Африка, Северная Америка) и др.

Шовным зонам Украинского щита (УЩ) свойственен полиформационный характер металлогении, и их исследование с точки зрения закономерностей пространственного размещения

рудопроявлений и формирования рудных месторождений является перспективным.

Геоэлектрические исследования УЩ [Бурахович и др., 2015] обнаружили многочисленные локальные и региональные аномалии электропроводности, присутствие низкоомных глубинных аномалий вдоль протяженных зон разломов (ЗР), в шовных зонах, приуроченных к зонам метасоматоза, сопряженность низкоомных аномалий с металлогеническими рудными узлами и геохимическими аномалиями.

Цель данного исследования заключается в построении трехмерной глубинной модели Голованевской шовной зоны (ГШЗ) УЩ по данным экспериментальных электромагнитных исследований и изучении связей между электропроводностью и геодинамикой региона, его металлогеническими и структурными особенностями.

3D моделирование магнитотеллурического поля. При выполнении работы были использованы материалы экспериментальных геоэлектрических исследований как в точечном виде (зависимость кажущегося электрического сопротивления (ρ_{κ}) от периода (T) геомагнитных вариаций), так и в виде карт магнитовариационных параметров для периода 150 с, полученных геофизическими организациями геологических служб Украины (исполнители А. И. Ингерев, В. И. Трегубенко), карты суммарной продольной проводимости приповерхностных осадочных отложений (масштаб 1 : 1 000 000, исполнитель А. И. Ингерев). Результаты приведены в работах [Ингерев, 1988; Ингерев, Рокитянский, 1993; Baysorovich et al., 1998; Рокитянский и др., 2012]. Авторы настоящей статьи проводят современные электромагнитные исследования вдоль трех субширотных профилей (Уманский, Первомайский, Должанка—Бугское) — в целом 37 пунктов в широком диапазоне периодов. Обзор, систематизация, анализ всех данных приведен в работе [Бурахович, Ширков, 2015]; они и стали фактической базой для построения трехмерной геоэлектрической модели ГШЗ.

При расчетах электромагнитного поля был применен пакет программного обеспечения Mid3fwd [Mackie, Booker, 1999], который дает возможность 3D моделирования геологической среды путем конечно-разностного решения системы уравнений Максвелла в интегральной форме.

3D моделирование глубинных аномалий высокой электропроводности заключалось в реализации двух этапов. На первом этапе, результаты которого приведены в работе [Бурахович та ін., 2015 а, б, 2016], выполнялся подбор такой

модели распределения удельного электрического сопротивления, для которой рассчитанные магнитовариационные параметры соответствовали бы экспериментальным данным. Второй этап предусматривал уточнение подобранной модели по данным МТЗ.

По результатам предварительного трехмерного моделирования (первый этап) ГШЗ в региональной структуре электропроводности земной коры является низкоомной. Она характеризуется выраженной анизотропией удельного сопротивления в верхней части разреза. Глубинные зоны разломов (Первомайская, Емиловская, Звенигородско-Братская, Тальновская), ограничивающие ГШЗ и ее структурно-формационные части, выделяются как система гальванически связанных объектов субмеридионального простирания, причем как в верхней части разреза (100—2500 м), так и на глубинах 15—30 км (отдельные проводники). Эти аномалии хорошо согласуются и пространственно сочетаются с моделью Кировоградского рудного района [Николаев и др., 2013].

Дальнейшее моделирование (второй этап) проводилось с использованием данных МТЗ. В целом, основные шаги моделирования по данным МТЗ подобны первому этапу: задание электропроводности недостаточно мощных, существенно неоднородно распределенных осадочных отложений на фоне "нормального" разреза, введение известных параметров региональных аномалий электропроводности, таких как Черновицко-Коростенская и Кировоградская, и, наконец, моделирование локальных проводников и зон аномально высокого удельного сопротивления и уточнение конечной модели по совокупности результатов расчетов обоих этапов.

Модель для ГШЗ и прилегающей территории (планшет 47—50° с. ш. × 29—32° в. д.) охватывает различные геологические структуры не только центральной части УЩ, но и окружающих его впадин: Днепровско-Донецкой (ДДВ) и Причерноморской (ПВ).

При моделировании электромагнитного поля распределение суммарной продольной проводимости (S) первого проводящего слоя [Ингеров, 1988] рассматривается как априорная информация: центральная часть планшета (5—100 См) — сама ГШЗ и запад Ингулецкого мегаблока, на севере (около 400 См) — северная часть ГШЗ в пределах ДДВ, на юге (< 500 См) — южный склон УЩ и ПВ. Моделируемые региональная и локальные аномальные области рассматривались на фоне одномерного разреза, который

характеризуется параметрами: $\rho_1 = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $h_1 = 2 \text{ км}$; $\rho_2 = 1000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $h_2 = 158 \text{ км}$; $\rho_3 = 600 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $h_3 = 40 \text{ км}$; $\rho_4 = 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $h_4 = 50 \text{ км}$; $\rho_5 = 100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $h_5 = 70 \text{ км}$; $\rho_6 = 50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $h_6 = 80 \text{ км}$; $\rho_7 = 20 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $h_7 = 100 \text{ км}$; $\rho_8 = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $h_8 = 100 \text{ км}$; $\rho_9 = 5 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $h_9 = 160 \text{ км}$; $\rho_{10} = 1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $h_{10} = 200 \text{ км}$; $\rho_{11} = 0,1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $h_{11} = \infty$. Эти характеристики были определены исходя из того, что значительную часть объема модели по ее периферии занимают осадочные отложения с относительно высокими значениями S . Были проведены расчеты для нескольких вариантов одномерного разреза и эмпирическим путем подобраны его параметры, лучше удовлетворяющие экспериментальным данным.

Сложное геологическое строение, которым характеризуется ГШЗ, естественно приводит к увеличению разнородности и количества несогласованных между собой данных МТ поля. Это проявляется в низкой индивидуальной интерпретационной способности единичных кривых МТЗ, поскольку рядом расположены точки зондирования с кардинально разными параметрами: уровнем ρ_k , наличием или отсутствием минимумов на определенных периодах, наличием восходящей или нисходящей ветвей кривой, различием кривых ρ_k для различных поляризацій и т. п. Сравнение результатов расчетов с экспериментальными данными проводилось по шести интерпретационным профилям, которые пересекают различные аномальные объекты (рис. 1). Они представляют собой график изменения ρ_k в зависимости от расстояния, которое в среднем составляет 5 км, но иногда 1—2 км и более 10 км между точками по профилю на определенных периодах ($T = 10, 100$ и 1000 с), соответствующих различным глубинным уровням.

В модели М1 неоднородное распределение удельного сопротивления приповерхностного слоя нашло свое отражение по всем профилям (рис. 2), особенно в зоне перехода от УЩ к ПВ (рис. 2, е). Не вдаваясь в подробности и рассмотрение отдельных кривых МТЗ, следует отметить, что распределение ρ_k такой модели не удовлетворяет реальному распределению, особенно на $T = 10 \text{ с}$ для профилей 1, 3, 4 и 5, которые находятся преимущественно в области с небольшой мощностью осадков. Поэтому изменения приповерхностной проводимости незначительные, но в то же время не соответствуют действительности. Следовательно, необходимо вносить объекты высокой электропроводности от самой поверхности, определяя их

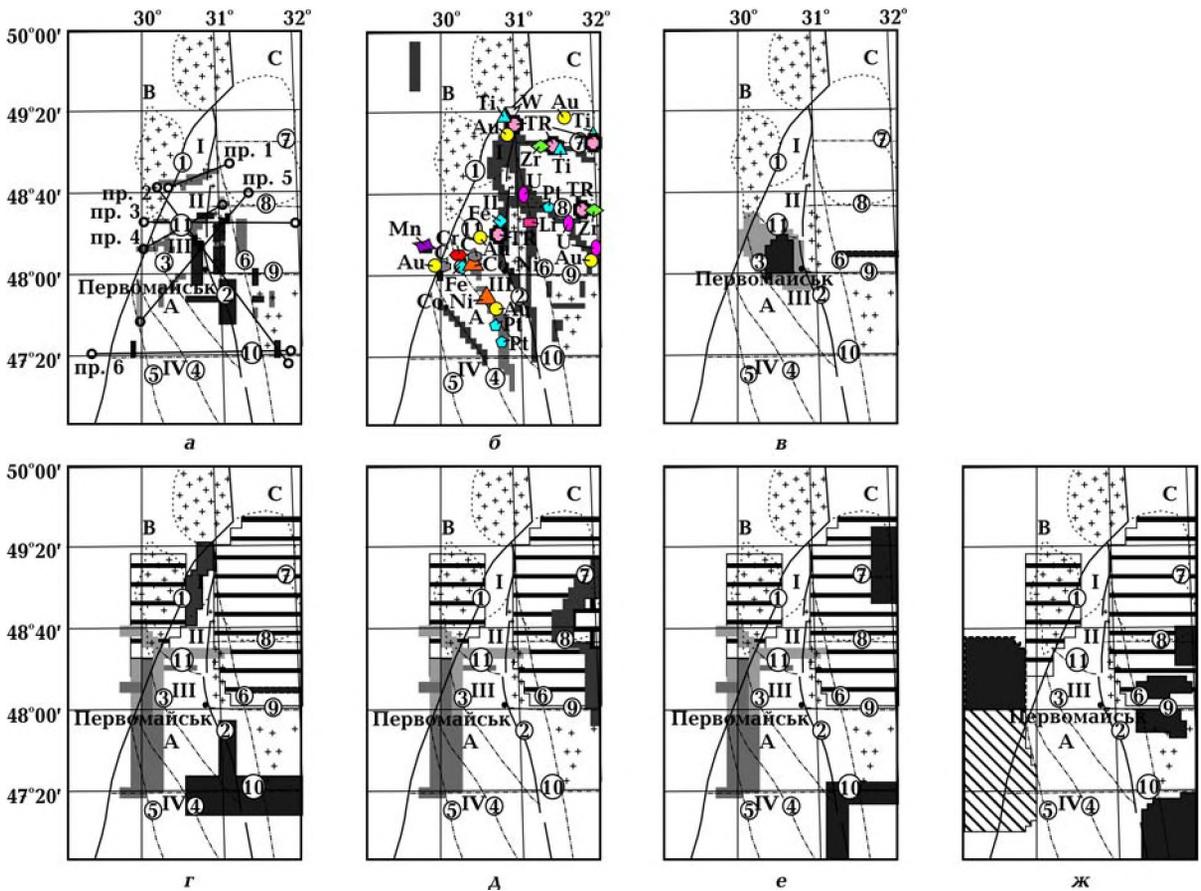


Рис. 1. Аномалии электропроводности на тектонической схеме ГШЗ: *а* — на глубине 0—10 м; *б* — 0,1—2,5 км; *в* — 3—10 км; *г* — 10—20 км; *д* — 20—25 км; *е* — 25—30 км; *ж* — 50—120 км (пунктиром — 70—120 км); 1, 2 — осевые линии глубинных ЗР (1 — первого порядка (1 — Тальновская, 2 — Первомайская), 2 — второго порядка (3 — Врэдиевская, 4 — Гвоздавская, 5 — Одесская, 6 — Звенигородско-Братская, 7 — Смелянская, 8 — Субботско-Мошоринская, 9 — Бобринецкая, 10 — Конкская, 11 — Емиловская)); 3 — границы блоков ГШЗ различного состава; 4 — линии профилей МТЗ; 5—12 — зоны с удельным сопротивлением (5 — 2 Ом · м; 6 — 5 Ом · м; 7 — 10 Ом · м; 8 — 25 Ом · м; 9 — 50 Ом · м; 10 — 100 Ом · м; 11 — 250 Ом · м; 12 — 10 000 Ом · м). А — Голованевская шовная зона; В — Бугско-Росинский мегаблок; С — Ингульский мегаблок. Блоки ГШЗ: I — Лысянский, II — Ятранский, III — Голованевский, IV — Тигульский.

ориентацию по соотношению кривых в направлениях север—юг и запад—восток. Кроме того, фактический материал в некоторых местах планшета обеспечивает более высокую детальность, чем использованные карты распределения *S*.

Удалось достичь удовлетворительного сопоставления на $T = 10$ с рассчитанных для модели М2 (рис. 1, *а*) и наблюдаемых данных в районе профиля 1 за счет введения субширотного проводника с поверхности до глубины (H) 10 м длиной (l) 50 км, шириной (d) 5—10 км, $\rho = 100$ Ом · м (рис. 3, *а*). Профиль 2 (рис. 3, *б*) характеризуется значительной изменчивостью по ρ_k , удовлетворить которую удалось за счет введения аномалий высокой электропроводности

($\rho = 100$ Ом · м) в первом слое модели на 40—80 км. Далее на юг (90—115 км) профиль пересекают структуры высокой проводимости с $\rho = 2 \div 10$ Ом · м субмеридионального простирания. Эти же аномалии выделены и на профиле 5 (рис. 3, *д*). Данные по профилям 3 и 4 (рис. 3, *в*, *г*) позволили выделить сложную сеть проводников с поверхности преимущественно субширотного простирания в центре области моделирования. По профилю 6, кроме коррекции зоны перехода от высокоомных пород УЩ к осадкам ПВ, выделены небольшие вытянутые субмеридионально проводники с ρ 2 и 10 Ом · м (рис. 3, *е*).

Анализ экспериментальных кривых МТЗ как на интерпретационных профилях, так и вне их

свидетельствует о том, что уровень ρ_k во всем частотном диапазоне для направления юг—север больше $1000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, а для восток—запад — $10\text{—}100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. Удовлетворительного сопоставления модельных и экспериментальных кривых МТЗ удалось достичь благодаря дополнению модели ГШЗ в северной ее части отдельными гальванически связанными объектами сложной конфигурации с $\rho = 2 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$.

Южнее между $48^\circ 00'$ и $48^\circ 30'$ с. ш. поведение кривых МТЗ изменяется, а именно уровень ρ_k во всем частотном диапазоне для меридионального направления колеблется в пределах $50\text{—}200 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, а для широтного — $500 \div 900 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. В этом районе ГШЗ соответствия между экспериментальным результатом и тео-

ретическим удалось достичь благодаря введению в модель ГШЗ системы проводников в виде трех параллельных гальванически не связанных между собой объектов субмеридионального простирания $d = 10 \text{ км}$, $l = 35 \div 60 \text{ км}$ и $\rho = 2 \div 100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, расположенных на $H < 50 \div 100 \text{ м}$. В южной части планшета (от $48^\circ 00'$ с. ш.) подобрано значительное количество локальных, различно ориентированных в пространстве проводников с $d = 5 \div 15 \text{ км}$, $l = 10 \div 40 \text{ км}$.

Следующий шаг — введение в модель региональных Кировоградской и Черновицко-Коростенской аномалий [Кулик, Бурахович, 2007], электропроводящей структуры под ПВ и выделенной по данным МВП (первый этап моделирования) в районе Тальновской ЗР аномалии, а

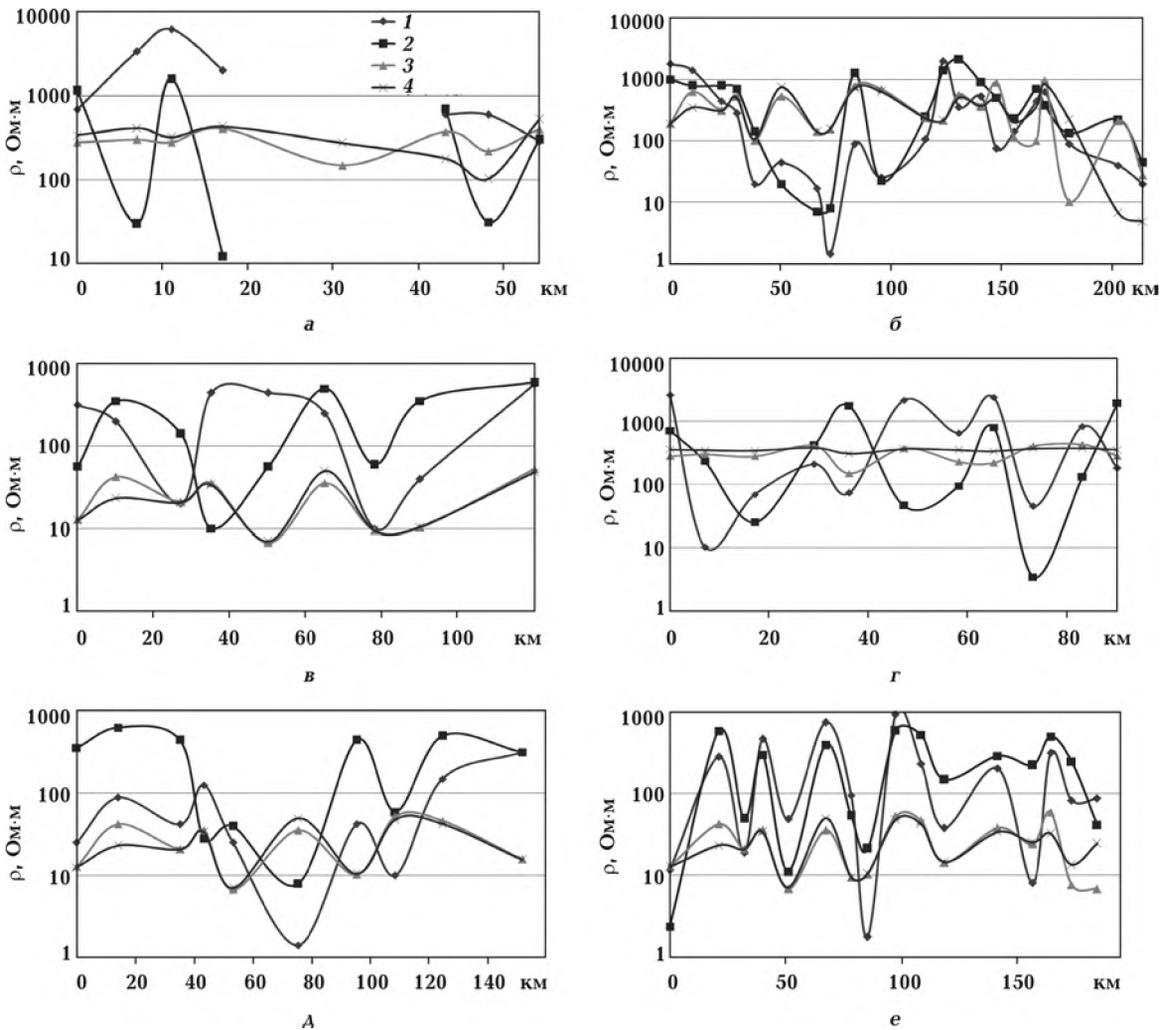


Рис. 2. Графики ρ_k на периоде 10 с для модели М1: *а* — профиль 1, *б* — профиль 2, *в* — профиль 3, *г* — профиль 4, *д* — профиль 5, *е* — профиль 6; 1 — северная составляющая по наблюдаемым данным (ρ_{xy}), 2 — восточная составляющая по наблюдаемым данным (ρ_{yx}), 3 — рассчитанная северная составляющая (ρ_{xy}), 4 — рассчитанная восточная составляющая (ρ_{yx}).

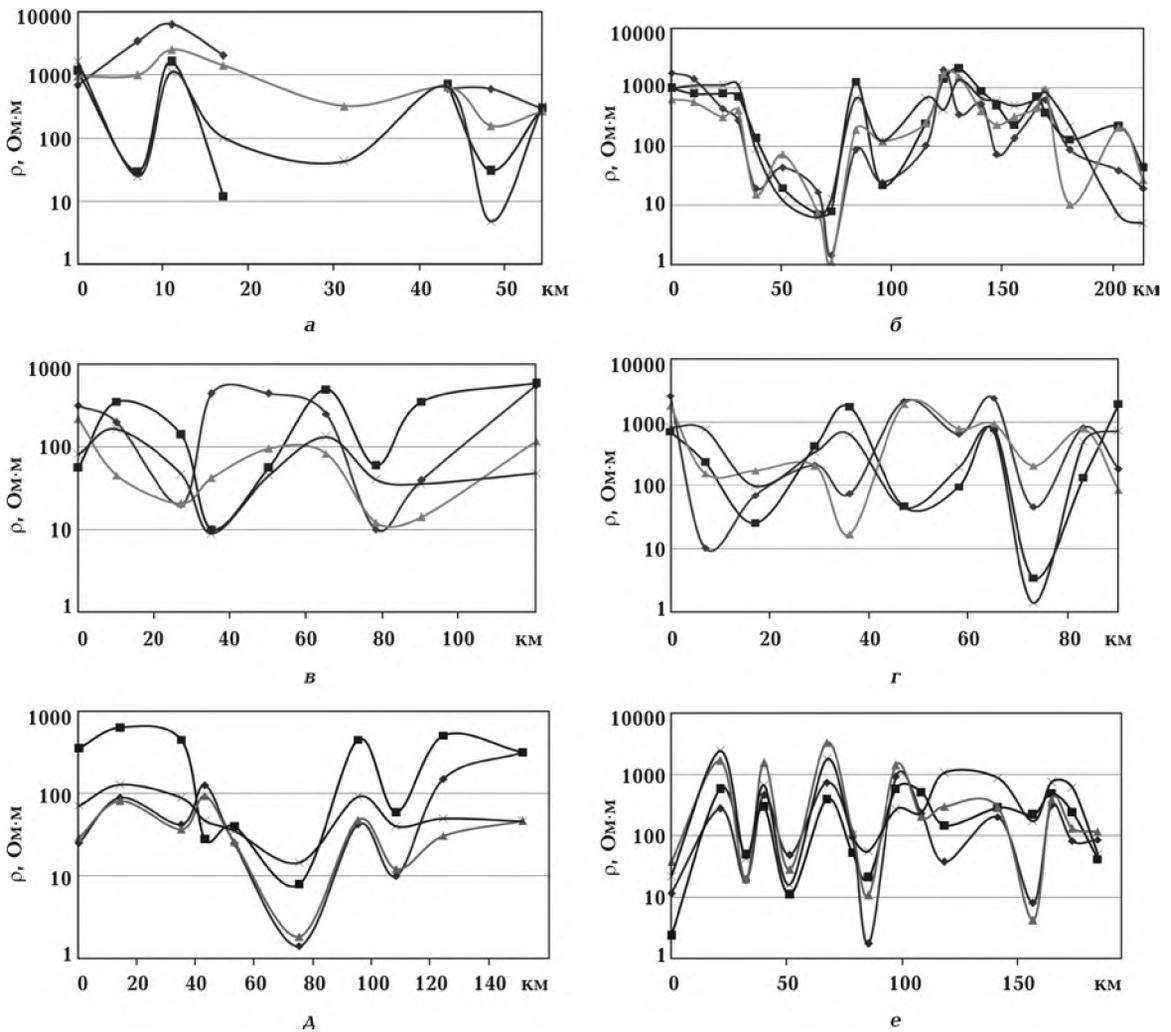


Рис. 3. Графики ρ_k на периоде 10 с по наблюдаемым данным и рассчитанные для модели М2. Условные обозначения см. на рис. 2.

также сети проводников преимущественно субмеридионального простирания по данным работ [Николаев и др., 2013; Бурахович та ин., 2015а,б, 2016], которые гальванически не связаны с приповерхностными осадками. Таким образом, модель М2 превращается в М3 (см. рис. 1, г—е). Внесенные изменения ярче отразились на периодах порядка 100 с (рис. 4). В целом, такая модель неплохо удовлетворяет наблюдаемым данным, но значительные различия заметны в центральной части планшета для отдельных участков профилей 2, 3, 4 и 5.

На профиле 2 (рис. 4, б) и до 120 км наблюдается значительная изменчивость наблюдаемого ρ_k . Кроме того, рассчитанное соотношение значений ρ_k по поляризации зачастую противоположно наблюдаемому, как на профилях 3, 4 (рис. 4, в, г). Это свидетельствует о необхо-

димости введения в модель мощного проводника с более глубоким залеганием верхней кромки, что также подтверждает анализ единичных кривых МТЗ. Также было уточнено размещение некоторых проводников на $H = 0,1 \div 2,5$ км (см. рис. 1, б) и параметры структур в первом слое от поверхности.

Введение таких изменений отражено в модели М4 (см. рис. 1, в). Параметры проводника в центральной части: $l = 105$ км, $d = 55 \div 70$ км, $H = 3 \div 10$ км. По ρ были рассчитаны различные варианты для этой структуры. Лучшего сопоставления наблюдаемых и рассчитанных данных удалось достичь при неоднородном распределении ρ по латерали в пределах проводника: в центральной части $\rho = 10$ Ом·м, по периферии $\rho = 250$ Ом·м. Кроме того, подтвердилось наличие и параметры субширотного проводни-

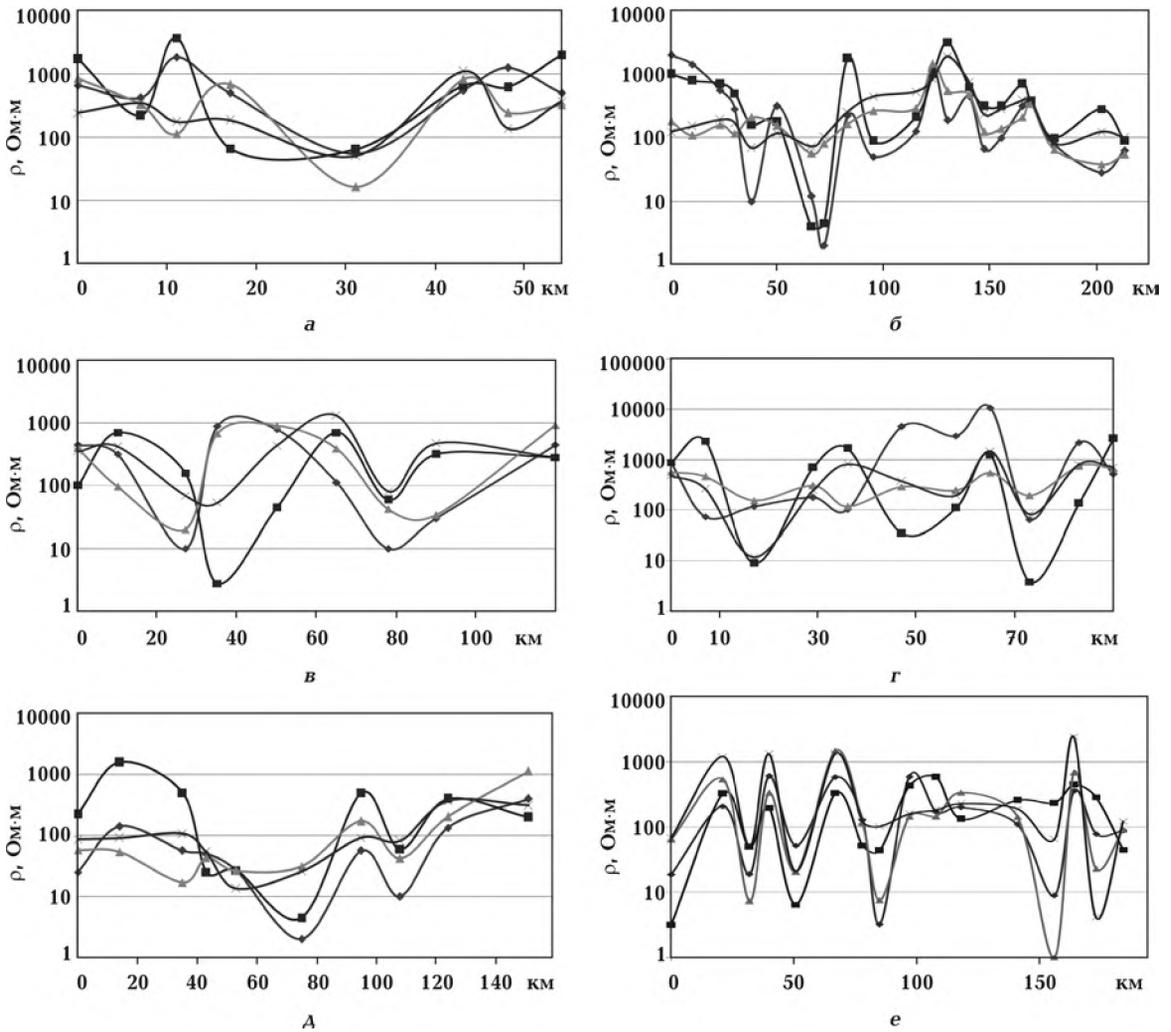


Рис. 4. Графики ρ_k на периоде 100 с по наблюдаемым данным и рассчитанные для модели М3 в Ом · м. Условные обозначения см. на рис. 2.

ка на $H = 5 \div 20$ км по данным работы [Николаев и др., 2013].

После многократных расчетов различных вариантов модели М4 (см. рис. 1, г—е) удалось достичь приемлемого сопоставления наблюдаемых и модельных значений ρ_k на $T = 100$ с (рис. 5).

Следующим шагом стал анализ электропроводности мантии региона. В качестве исходных данных были взяты сведения о наличии электропроводящей астеносферы на глубине 70—120 км под западной частью УЩ, которая распространяется на восток до 31° в. д. [Кулик, Бурахович, 2007; Геолого-геофизическая ..., 2008], а также об электропроводности мантии на глубине 50—120 км по данным работы [Николаев и др., 2013]. Таким образом, была сформирована модель М5, которая включала в себя и коровые проводники М4.

Низкие рассчитанные значения ρ_k на $T = 1000$ с (рис. 6) начальных отрезков профилей 3, 4 и 6 свидетельствуют о том, что границы мантии западной части УЩ должны быть откорректированы. В модели М6 восточная граница проводника на $H = 70 \div 120$ км (см. рис. 1, ж) проходит по 30° в. д., северная постепенно смещается с 50 до $48^\circ 40'$ с. ш. в интервале $28\text{—}29^\circ$ в. д., где дальше субширотно следует до 30° в. д., южная проходит по 47° с. ш. Подтверждение этому можно найти и в отдельных кривых МТЗ, лежащих вне интерпретационных профилей вблизи указанной границы. Распределение ρ_k в модели М6 (см. рис. 1) лучше соответствует наблюдаемым данным (рис. 7).

Таким образом, результатом процесса моделирования на двух этапах, а именно анализа магнитовариационных параметров и кривых МТЗ,

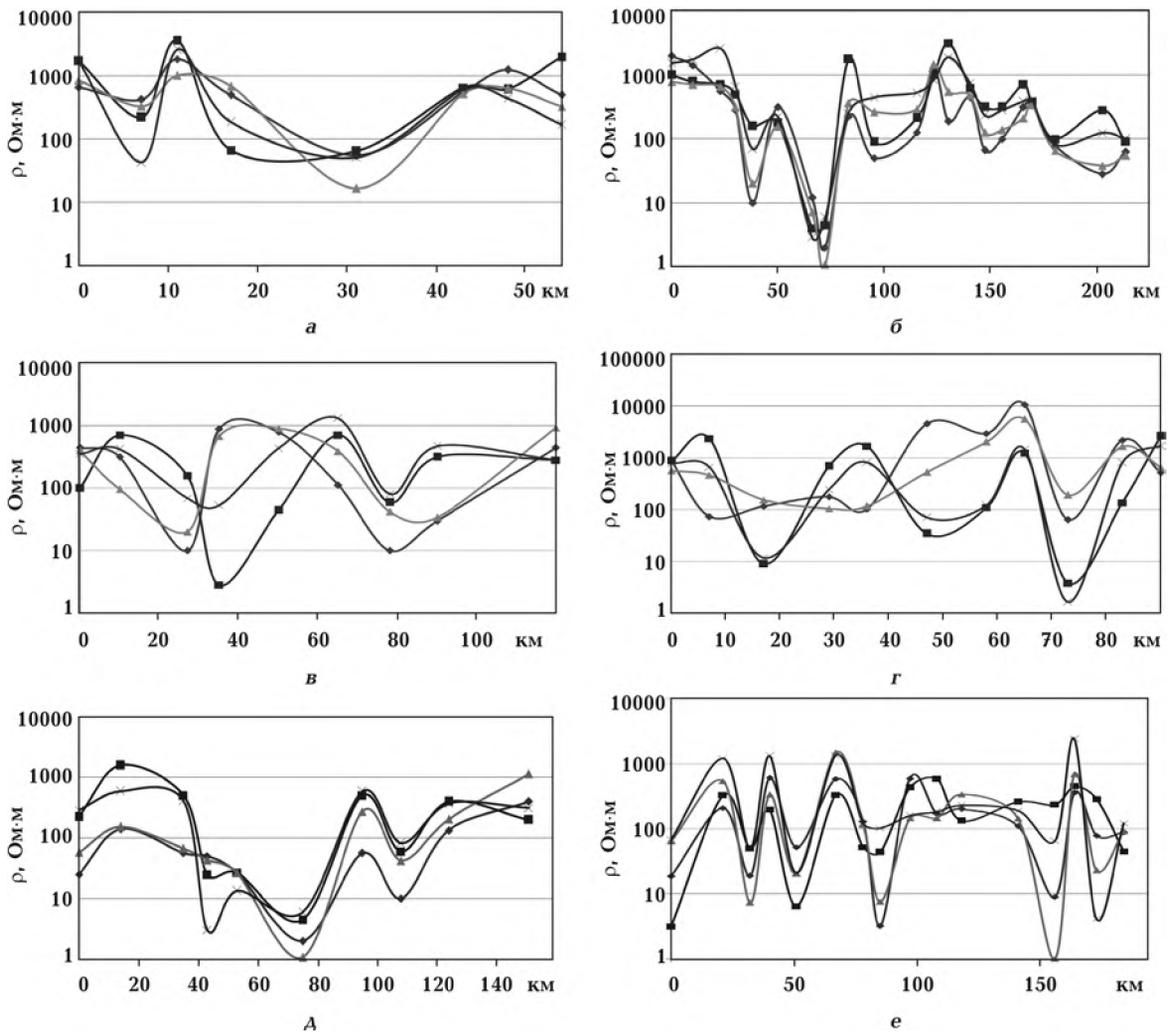


Рис. 5. Графики ρ_k на периоде 100 с по наблюдаемым данным и рассчитанные для модели М4 в $\text{Ом} \cdot \text{м}$. Условные обозначения см. на рис. 2.

стала окончательная трехмерная геоэлектрическая модель региона ГШЗ и прилегающей территории (рис. 1, 8).

Анализ 3D геоэлектрической модели. Для анализа трехмерная геоэлектрическая модель распределения ρ в земной коре и мантии ГШЗ приводится в виде:

- объемного представления трех интервалов (см. рис. 8);
- горизонтальных срезов на разных глубинах (см. рис. 1).

В модели ГШЗ подобрано большое количество разноориентированных в пространстве локальных проводников с $\rho = 2 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ($H < 50 \div 100 \text{ м}$), которые частично совпадают с границами сочленения блоков, например Голованевского и Тилигульского, Лысянского и Ятранского, пересечения ЗР, таких как Одесская, Таль-

новская и Гвоздавская и трассировки вдоль глубинных ЗР, например Первомайской (см. рис. 1, а, 8, а). Но не следует забывать, что локальные аномалии с поверхности могут быть проводниками, которые не учтены в неоднородном распределении S .

На фоне такого "нормального" распределения поверхностных отложений в ГШЗ обнаружены две аномалии ($\rho = 2 \div 100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) с субширотной ориентацией в пространстве: 1) общим размером 5—10 км на 50 км между Лысянским и Ятранскими блоками; 2) общим размером 5—20 км на < 100 км, которая может быть юго-западным продолжением Субботско-Мошоринской ЗР по системе субширотных проводников (см. рис. 1, а, 8, а). Последняя хорошо согласуется с высокопроводящими аномалиями в районе Емиловской глубинной ЗР.

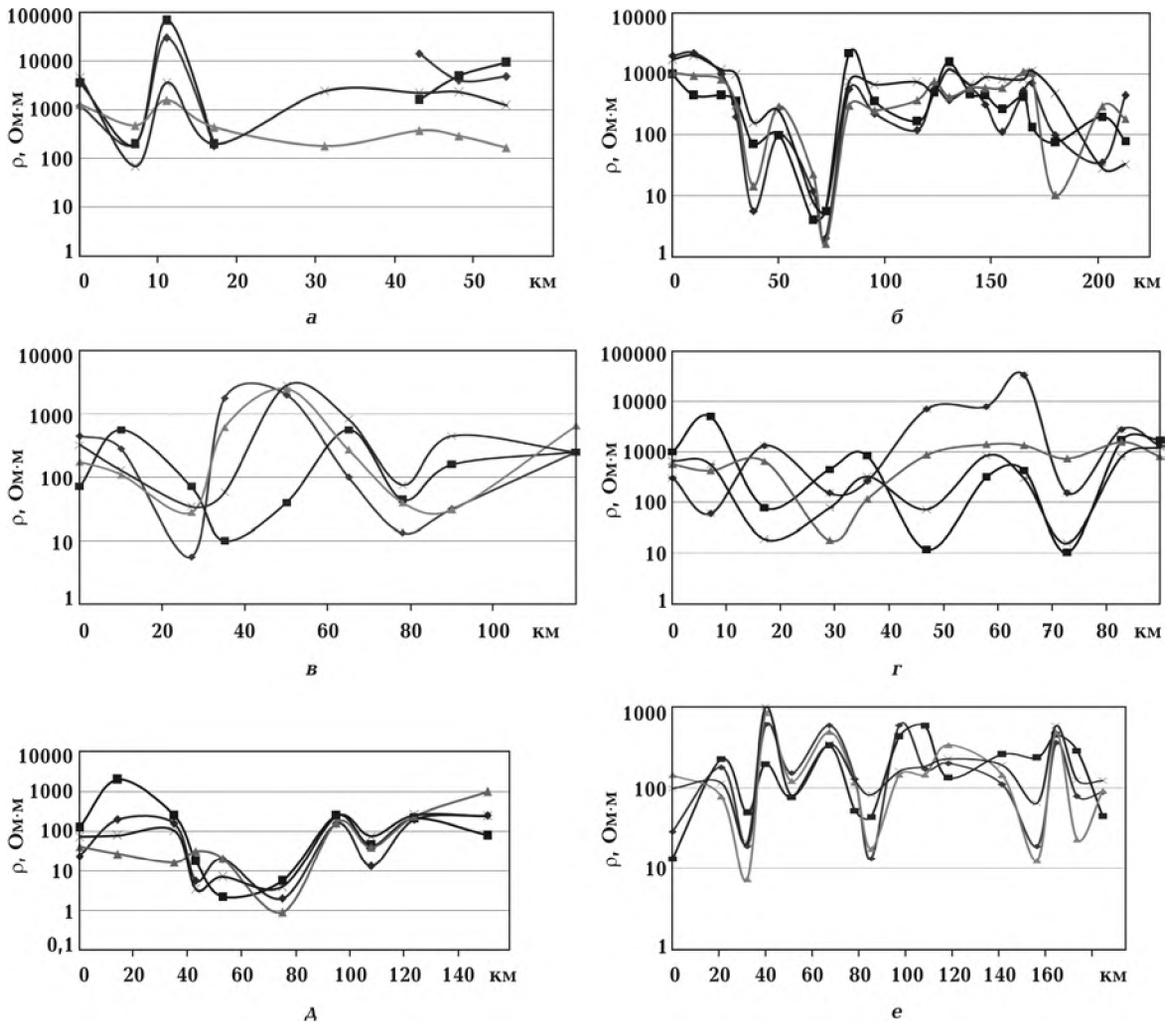


Рис. 6. Графики ρ_k на периоде 1000 с по наблюдаемым данным и рассчитанные для модели M5 в Ом · м. Условные обозначения см. на рис. 2.

Южнее этой структуры (между $47^{\circ} 30'$ и $48^{\circ} 30'$ с. ш.) удовлетворить экспериментальный результат МТЗ удалось благодаря системе проводников в виде параллельных объектов субмеридионального простирания ($d = 5 \div 15$ км, $l = 10 \div 60$ км), которые не связаны между собой гальванически. Пространственно они совпадают с отдельными частями и с зонами сочленения Тальновской, Одесской, Гвоздавской, Первомайской и Звенигородско-Братской ЗР.

В интервале глубин от 100 м до 2,5 км в геоэлектрической модели (см. рис. 1, б, 8, а) подобраны в основном субмеридиональные проводники с $\rho = 50$ Ом · м, которые гальванически связаны в разветвленную сеть и пространственно совпадают с осевой частью ГШЗ и различными частями Первомайской, Звенигородско-Братской, Суботско-Мошоринской и Сме-

лянкой ЗР по всему их простиранию ($d = 5 \div 25$ км, $l \approx 240$ км). И только на границе УЩ аномалия электропроводности со сплошной превращается в систему отдельных разнонаправленных объектов с $d = 5$ км, $l = 10 \div 30$ км, которые проявились в зоне сочленения Первомайской, Емиловской и Звенигородско-Братской ЗР.

На юге планшета несколько аномалий электропроводности имеют ориентацию с северо-запада на юго-восток. Они начинаются на пересечении Тальновской с Врадиевской ($H = 0,1 \div 1$ км) и Гвоздавской ($H = 0,1 \div 2,5$ км) ЗР. Параметры подобранных объектов следующие: $d = 10 \div 15$ км, $l \leq 120$ км, $\rho = 10 \div 100$ Ом · м.

Если до глубины 2,5 км проводники представлены субвертикальными структурами, то глубже 3 км наблюдаются преимущественно субгоризонтальные слои (см. рис. 1, 8). Выше

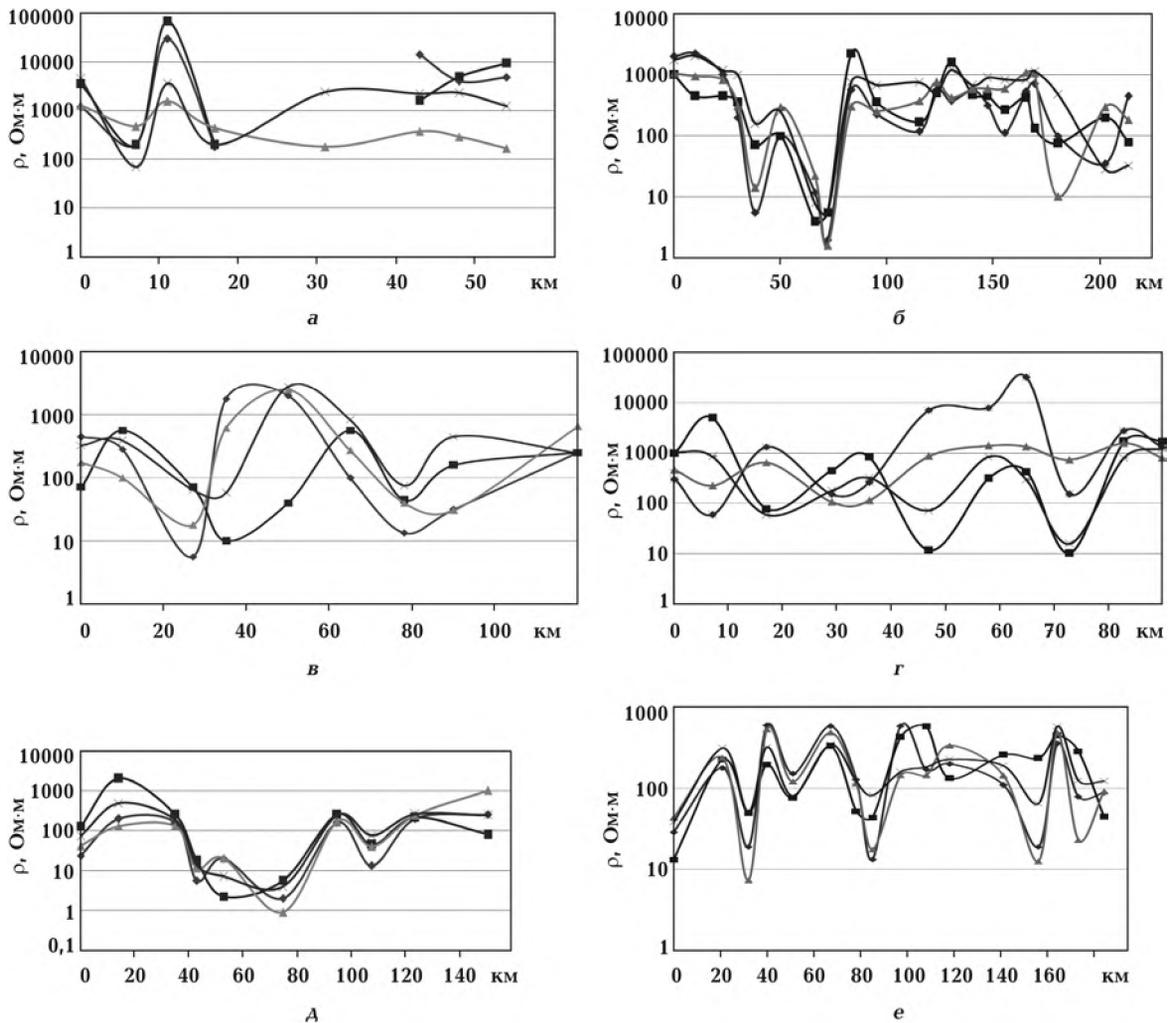
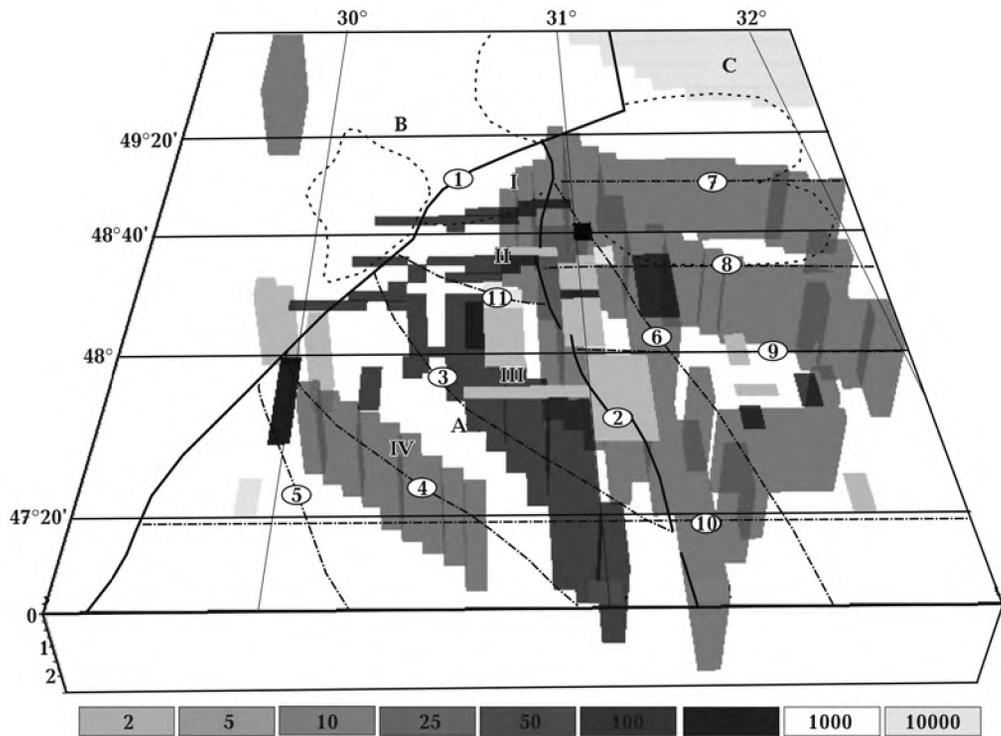


Рис. 7. Графики ρ_k на периоде 1000 с по наблюдаемым данным и рассчитанные для модели М6 в $\text{Ом} \cdot \text{м}$. Условные обозначения см. на рис. 2.

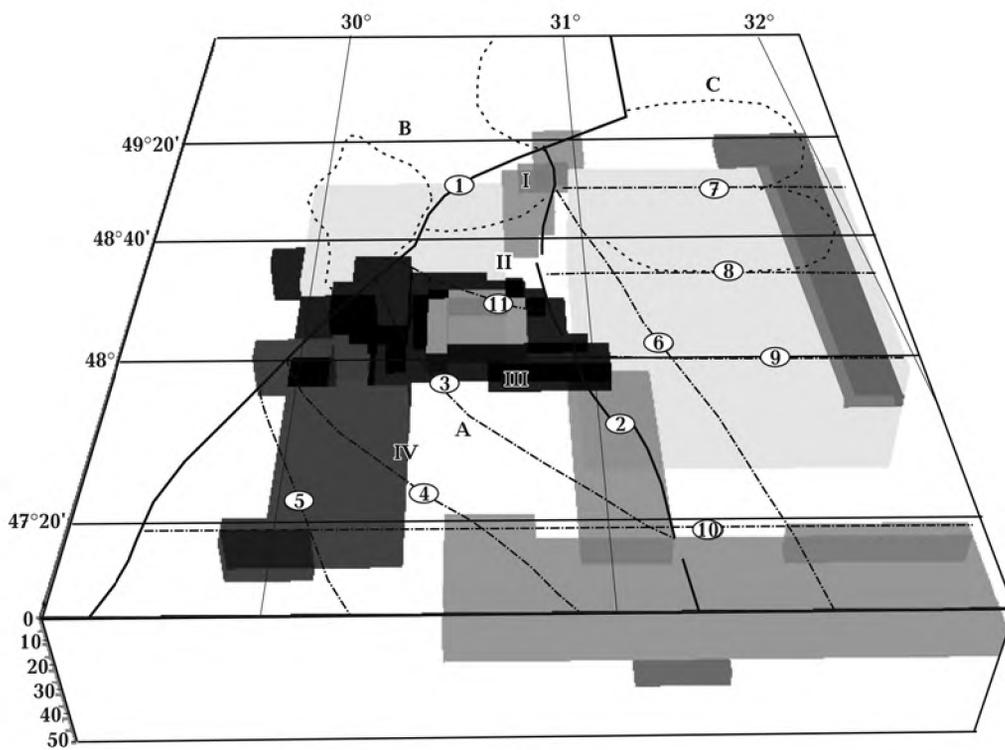
всего ($H = 3 \div 10$ км) залегает дифференцированная по $\rho = 10 \div 250$ $\text{Ом} \cdot \text{м}$ аномалия ($d = 50$ км, $l = 80$ км), которая расположена в северной части Голованевского блока (см. рис. 1, в, 8, б) и ограничена частями Тальновской, Врэдиевской, Первомайской и Емиловской ЗР. Детальным моделированием ГШЗ подтверждается существование проводника ($H = 5 \div 20$ км, $\rho = 10$ $\text{Ом} \cdot \text{м}$, $d = 5$ км, $l < 50$ км) в центральной части Новоукраинского массива по данным [Николаев и др., 2013].

Глубже 10 км распределение аномально высокого/низкого ρ в земной коре и верхней мантии носит мозаичный характер. Так, аномалии высокого $\rho = 10\,000$ $\text{Ом} \cdot \text{м}$ (на фоне "нормального" 1000 $\text{Ом} \cdot \text{м}$) хорошо согласуются с глубинными частями массивов гранитоидов: Уманского, Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского. В земной коре аномалии низкого $\rho = 10 \div$

$\div 250$ $\text{Ом} \cdot \text{м}$ сложной конфигурации приурочены к трем очагам: 1) осевой части Лысянского блока ($H = 10 \div 20$ км, $\rho = 10$ $\text{Ом} \cdot \text{м}$, $d = 15$ км, $l < 70$ км) (см. рис. 1, г, 8, б); 2) центральной части Тальновской и ее пересечению с Одесской и Гвоздавской ЗР ($H = 10 \div 30$ км, $\rho = 100 \div 250$ $\text{Ом} \cdot \text{м}$, $d = 30$ км, $l < 150$ км) (см. рис. 1, г—е, 8, б); 3) пересечению восточной части Конкской и южной Первомайской ЗР ($H = 10 \div 20$ км, $\rho = 10$ $\text{Ом} \cdot \text{м}$, $d = 10 \div 40$ км, $l < 100$ км), которое подтверждает региональную модель Кировоградской аномалии, построенную только по данным МВП [Геолого-геофизическая ..., 2008] (см. рис. 1, г, 8, б). Ее отдельные части были заложены в расчетную модель земной коры ГШЗ на востоке планшета на глубине 20—30 км (см. рис. 1, д—е, 8, б). Необходимо отметить, что на севере вторая зона имеет субширотное ответвление ($d = 10$ км,



a



б

Рис. 8. Трехмерная геоэлектрическая модель ГШЗ: *a* — верхний этаж (от поверхности до 2,5 км), *б* — средний этаж (3—50 км), *в* — нижний этаж (50—120 км). Условные обозначения см. на рис. 1.

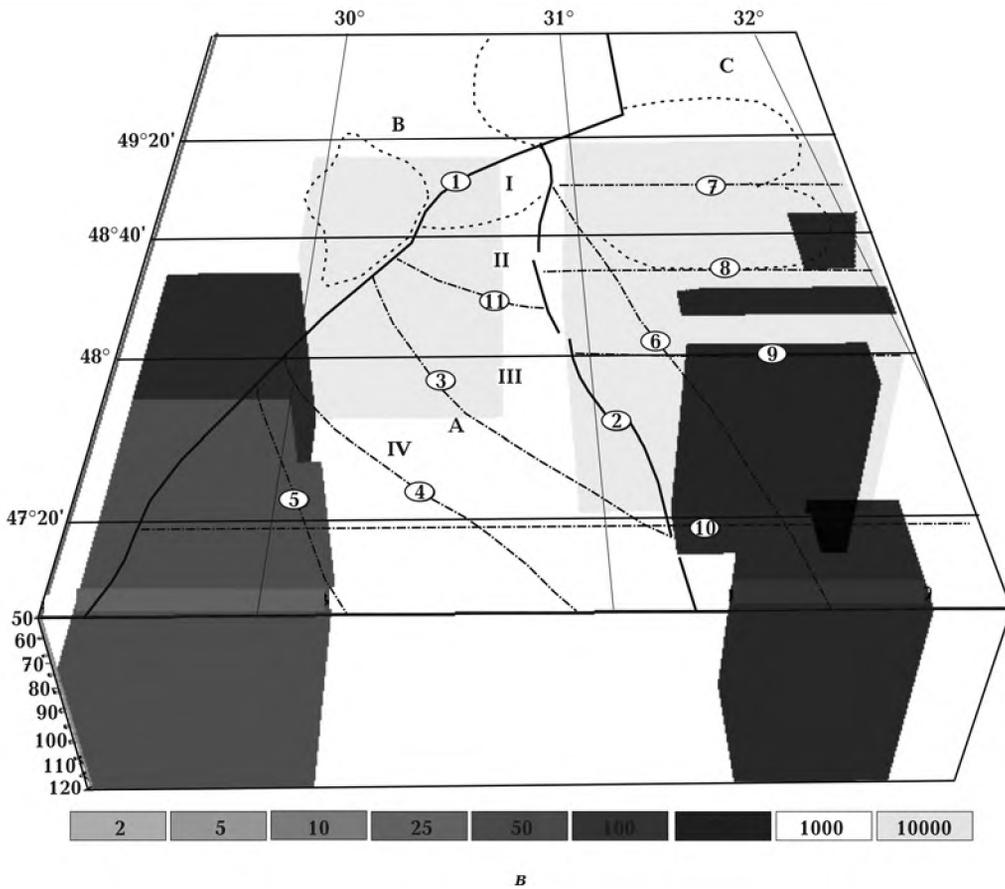


Рис. 8 (окончание).

$l < 60$ км) в районе Субботско-Мошоринской ЗР (см. рис. 1, г—е, 8, б).

Распределение ρ на мантийных глубинах ($H = 50 \div 120$ км) ГШЗ соответствует "нормальному" для УЩ (см. рис. 1, ж, 8, в), кроме юго-западной части, отделенной Одесской ЗР. ГШЗ разделяет различную по распределению ρ неоднородную верхнюю часть верхней мантии. Так, на западе расположена окраина астеносферы юго-западной части УЩ на $H = 70 \div 120$ км, дифференцированная по ρ от 48° с. ш. на север (юг Росинско-Бугского мегаблока УЩ, $\rho = 50$ Ом·м) и на юг (склон УЩ и частично ПВ, $\rho = 25$ Ом·м). Откорректированные границы мантийного проводника (см. рис. 1, ж) трассируют частично Тальновскую и Одесскую ЗР на востоке, северная постепенно смещается вдоль Хмельницкой ЗР, где дальше идет субширотно и соответствует уступу поверхности Мохо, южная проходит по Кишиневской ЗР на широте границы УЩ.

На востоке локальные очаги ($H = 50 \div 120$ км) с высокой электропроводностью ($\rho = 50$ Ом·м)

подтвердили мантийное строение Кировоградского рудного района по данным [Николаев и др., 2013].

Электропроводность как проявление геодинамических процессов в ГШЗ. Магнитотеллурические исследования существенно расширяют существующие представления о тектонике и геодинамике различных геологических регионов, поскольку являются прямым методом, что позволяет получить уникальную информацию о глубинном геологическом строении Земли и физико-химических процессах в ее недрах.

В истории консолидации литосферы Восточно-Европейской платформы выделяются несколько крупных событий [Кировоградский ..., 2013], среди которых объединение западной и восточной частей щита в единую структуру в период 2,5—2,6 млрд лет назад [Гинтов, 2005, 2015] и коллизия литосферных плит Сарматии и Фенноскандии около 1,7—1,8 млрд лет назад. Фактически эти события стали финальными в формировании ГШЗ и большей части УЩ в целом как структуры с докембрийским фундаментом.

Структурно-вещественные комплексы гранулит-чарнокитоидных блоков — Ятранского и Голованевского (см. рис. 8) — начали формироваться более 2,6 млрд лет назад [Щербаков, 2005; Гинтов, 2014]. Материнские породы для этих отложений (бугская серия) накапливались в рифтогенном бассейне, который был наложен на ранее существовавшую древнюю область субдукции [Глевасский, Каляев, 2000]. Сами же комплексы образовались еще позже — в интервале 2,1—2,0 млрд лет назад в коллизионной обстановке в результате закрытия так называемого Бугско-Чечелеевского задугового бассейна [Щербак и др., 2003; Геолого-геофизическая ..., 2008]. Считается также [Глевасский, Каляев, 2000; Гинтов, 2005; Шеремет и др., 2013], что эти комплексы, кроме бугских гранулитов и побужских гранитов и чарнокитов, включают в себя еще и архейские (днестровско-бугские) гранулиты подобного состава и гайворонские эндербиты. Таким образом, создается впечатление, что гранулит-чарнокитоидная часть данной структуры как бы раздвинула амфиболоплагиогранитоидную перед “упором” Росинского блока, поскольку на востоке распространены породы более высоких степеней метаморфизма. Этот процесс должен сопровождаться интенсивной тектонической переработкой, что привело к образованию повышенной электропроводности большей части Лысянского блока на глубине 10—20 км ($\rho = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$), Голованевского на 3—10 км ($\rho = 10 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$), Тальновской ЗР и Тилигульского блока на 15—30 км ($\rho = 100 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$).

Можно предположить, что в орогенный период Голованевский и Ятранский блоки представляли нижнекоровый элемент Ингульского мегаблока, образованный при закрытии Бугско-Чечелеевского рифтогенного бассейна [Глевасский, Каляев, 2000; Шеремет и др., 2013]. При этом исходный структурно-вещественный комплекс (гранулиты бугской серии) сначала, вероятно, соответствовал глубинной надсубдукционной части нависающей “микроплиты”, аналогично тому, как это происходило на Африканском континенте между крафонами Зимбабве и Каапвааль [Khoza et al., 2013 а, б]. Под действием факторов метаморфизма она претерпела преобразования в гранулит-чарнокитоидные породы. В процессе такого геодинамического развития ГШЗ приобрела современное расщепление и тектоническую сланцеватость, выявленную по данным глубинной сейсморазведки и

подтвержденную результатами 3D геоэлектрического моделирования в виде аномалий электропроводности глубинных Первомайской, Вradiевской, Гвоздавской ЗР, а также уже упомянутых блоков шовной зоны.

Несмотря на меньшую изученность геоэлектрическими методами узкой северной части ГШЗ (Ядлово-Трактемировской зоны), по результатам 3D геоэлектрического моделирования следует говорить о маловероятном существовании здесь аномалий повышенной электропроводности (хотя дальше на север, за пределами области моделирования, обнаружена область высокой электропроводности в районе г. Переяслав-Хмельницкий). В 2016 г. проведены наблюдения природного низкочастотного переменного электромагнитного поля Земли вдоль двух субширотных профилей в районе северной части ГШЗ и склона УЩ. Их дальнейшая интерпретация позволит ответить на вопрос о существовании аномалий высокой проводимости в недрах данного региона. В настоящее время отсутствие проводника может быть подтверждением гипотезы И. Б. Щербакова [Щербаков, 2005] о том, что эта зона представляет собой пластину, которая выдвинута в ограниченное межблоковое пространство в условиях сжатия. В таких геодинамических условиях образование аномалий электропроводности маловероятно [Wannamaker, 2005; Spratt et al., 2009].

Таким образом можно объяснить наличие аномалий электропроводности только в земной коре шовной зоны (см. рис. 1, 8). Отсутствие повышенной проводимости мантии предусматривает, что уже после этапа коллизии докембрийских микроконтинентов происходил процесс континентального рифтогенеза, который наследовал ранее существующие структурные особенности в земной коре, как это было предложено для кенийского рифта [Birt et al., 1997] и для Центрально-Австралийской шовной зоны. В то же время повышенная электропроводность астеносферы западнее Тальновской ЗР (см. рис. 1, е, 8, в) свидетельствует о раздельном существовании западной и восточной частей УЩ до этапа коллизии. Подтверждение этого факта можно найти в работе [Пашкевич, Бакаржиева, 2013], которые выделяют различные типы коры по составу архейских комплексов запада и востока щита: на западе — лейкобазальтовый и базальтовый, на востоке — диоритовый и гранитно-диоритовый, а также различные типы мантии: на западе — дифференцированная, на вос-

токе — деплетированная, по [Цымбал, 2002].

Кроме того, электропроводность мантии определяется действиями многих факторов, таких как температурные вариации, давление, фугитивность кислорода, сочетание минеральных фаз. Тем не менее можно говорить, что природа аномалий электропроводности в мантии связана с более поздними, относительно формирования ГШЗ, процессами тектономагматической активизации, поскольку флюиды различного рода могут существовать в течение всего лишь короткого, в геологическом понимании, отрезка времени [Wannamaker, 1997]. Такой вывод подтверждается и результатами исследования теплового поля УЩ [Гордиенко и др., 2005], которые показывают значительно повышенные значения теплового потока на юго-западе пята в районе Подольской ЗР и ее сочленения с Тальновской, где обнаружена электропроводящая мантия на глубине 70—120 км ($\rho = 25 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) и проводник на глубине 15—30 км.

По данным В. Верховцева общие закономерности распространения суммарных амплитуд новейших (позднеплиоцен-четвертичных) вертикальных тектонических движений четко связываются с контурами известных в регионе основных структурных единиц, а детали подчеркивают разломно-блоковое строение территории [Верховцев та ін., 2013]. Явно выделяются высокие амплитуды в зоне повышенного теплового потока на юго-запад от ГШЗ. Следует говорить о современных процессах активизации этого региона, которые нашли свое отражение в повышенной электропроводности. Неотектоническую активность проявляют также электропроводящие Врэдиевская, Гвоздавская, южная часть Тальновской и Первомайская ЗР (см. рис. 1, 8).

Результаты геодинамических построений О. Б. Гинтова [Гинтов, 2005, 2015; Кировоградский ..., 2013] для центральной части УЩ свидетельствуют о том, что данный регион, в том числе ГШЗ, формировался в период AR_3 — PR_1 —II в режиме трансгрессии, который сменялся режимом транстензии (растяжения) на отрезках 2,6—2,4, 2,1—1,95, 1,8—1,7 млрд лет назад. При этом ширина области растяжения была небольшой и быстро “залечивалась” за счет вещества, поступающего из мантийных глубин. Именно на эти короткие, в геологическом смысле, промежутки времени приходится формирование большинства электропроводящих ЗР: Емиловской, Гвоздавской и Врэдиевской на емилов-

ском этапе деформаций, Первомайской и Звенигородско-Братской на первомайском этапе. Кроме того, этапы растяжения связаны с накоплением первично-осадочно-вулканогенных пород, поступлением флюидов из глубоких слоев Земли, широким распространением процессов метасоматического преобразования пород и графитизацией.

Таким образом, геологическое строение южной части ГШЗ и ее электропроводность подтверждают коллизионную модель формирования коры центральной части УЩ. Не исключено, что на севере шовной зоны направление коллизионных перемещений на завершающих этапах становления структуры было противоположным, так как Ядлово-Трактемировская часть ГШЗ повернута выпуклостью на восток. Подобная сегментация шовных зон УЩ по латерали обычна.

Необходимо отметить сходство между нашими моделями и другими архей-протерозойскими тектоническими единицами по всему миру, которые имеют характерные особенности электропроводности на границах блоков, террейнов или кратонов [Жамалетдинов, Кулик, 2012]. Например, Центрально-Австралийская шовная зона, образующая контакт между Североавстралийским кратоном и протерозойской провинцией Варумпи [Selway et al., 2009], отображается в виде наклонного проводника. Кроме того, в Австралии зона сдвига Ерабиди образует электропроводящий шов между кратоном Йилгарн и террейном Гленбург [Selway et al., 2009]. Граница между кратоном Слэйв и орогеном Вомпей [Spratt et al., 2009] отображается как крутопадающая аномалия электропроводности. Все эти структуры были подвергнуты повторной тектономагматической активизации на этапе коллизии континентов. Такие особенности позволяют предположить, что крутопадающие электропроводящие структуры земной коры могут быть признаками континентальной аккреции.

Выводы. По результатам проведенных исследований построена подробная 3D геоэлектрическая модель земной коры и верхней мантии, охватывающая ГШЗ и прилегающую к ней территорию (см. рис. 1, 8). Выявлено большое количество аномалий с $\rho = 2 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, которые частично совпадают с зонами сочленения блоков, пересечением и трассированием вдоль ЗР. Сеть проводников на глубине 0,1—2,5 км с $\rho = 10 \div 100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ отражает систему ЗР, таких как Тальновская, Первомайская, Врэдиев-

ская, Гвоздавская, Звенигородско-Братская, Смянская, Субботско-Мошоринская. Если до 2,5 км проводники представлены субвертикальными структурами, то глубже 3 км наблюдаются преимущественно субгоризонтальные слои. На 3—10 км залегает дифференцированная по $\rho = 10 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ аномалия, которая расположена на севере Голованевского блока между с. Хащеватое и г. Первомайск. Ее природа высокой электропроводности, скорее всего, связана со специфическим составом и графитизацией пород, а также их повышенной трещиноватостью. В этом районе докембрийские породы представлены преимущественно гнейсами, сланцами, гранулитами и разнообразными магматическими породами, с которыми связаны месторождения графита. Наиболее проводящая часть этой аномалии относится к району максимального развития гипербазитов (серпентинов) Среднего Побужья—Капитановки—Липовеньки ($48^{\circ}08'—48^{\circ}16' \text{ с. ш.} \times 30^{\circ}30'—30^{\circ}42' \text{ в. д.}$). Если с поверхности (см. рис. 1, а) повышенная электропроводность, скорее всего, связана с развитием серпентинитов, то глубже (см. рис. 1, б, в) ее природу можно объяснить графитизацией и трещиноватостью горных пород.

Глубже 10 км распределение аномально высокого/низкого ρ носит мозаичный характер. Так, аномалии высокого $\rho = 10\,000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ хорошо согласуются с глубинными частями массивов гранитоидов: Уманского, Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского. В земной коре аномалии низкого $\rho = 10 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ сложной конфигурации приурочены к Лысянскому блоку, центральной части Тальновской и пересечению Конкской и Первомайской ЗР. Распределение ρ на глубинах 50—120 км соответствует "нормальному" для УЩ и разделяет неоднородную верхнюю часть мантии.

Геологическое строение ГШЗ и ее электропроводность подтверждают коллизионную модель формирования коры центральной части УЩ. В период $AR_3—PR_1-II$ в регионе преобладал режим транспресии, который сменялся режимом растяжения на отрезках 2,6—2,4, 2,1—1,95, 1,8—1,7 млрд лет назад. На эти промежу-

тки времени приходится образование большинства электропроводящих ЗР: Емиловской, Гвоздавской, Вradiевской, Первомайской и Звенигородско-Братской.

Аномально повышенной электропроводностью характеризуется земная кора ГШЗ в зонах глубинных разломов, а также большая часть Лысянского блока на глубине 10—20 км ($\rho = 10 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$), Голованевского на 3—10 км ($\rho = 10 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$), Тилигульского на 15—30 км ($\rho = 10 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$). Мантия же проявляет такое свойство западнее Тальновского разлома, что связано с более молодой и современной активизацией. Это подтверждается результатами исследований геофизических полей различной природы (теплового, сейсмического), геохимическими особенностями региона, его неотектонической активностью. Такие особенности электропроводности присущи многим шовным зонам и могут считаться характерными для них.

ГШЗ является перспективной на выявление новых месторождений железа, благородных и радиоактивных металлов и их сопутствующих элементов, графита, редких металлов. Низкоомные аномалии приурочены к протяженным полосам и областям распространения графитосодержащих пород и зон метасоматоза вдоль протяженных зон разломов. В их пределах располагаются большинство месторождений и рудопроявлений рудных полезных ископаемых (см. рис. 1, б), в частности Савранское и Капитановское рудные поля, Молдавское, Секретарское, Лащивское, Новоселицкое месторождения железных руд, Завальевское месторождение графита, Южное, Лозоватское и Калиновское месторождения урана, Майское месторождение золота, а также рудопроявления графита, урана (Голованевское, Шамраевское, Кохановское), титана, золота, железных руд, лития, меди, кобальта, хрома, никеля (Демовьярское) и другие в пределах ГШЗ. Привлечение результатов экспериментальных исследований методами МТЗ и МВП, данных структурного анализа, геохимии, минералогии дает возможность выполнять региональное и локальное прогнозирование месторождений полезных ископаемых в пределах УЩ.

Список литературы

- Бурахович Т. К., Ганієв О. З., Ширков Б. І. Моделювання глибинної будови Голованівської шовної зони за даними геоелектрики. *Вісник Київ. ун-у. Сер. Геологія*. 2015а. № 2. С. 48—54.
- Бурахович Т. К., Кушнір А. М., Ширков Б. І. Глибинна будова Інгульського мегаблоку за даними геоелектричних досліджень. *Доп. НАН України*. 2015б. № 3. С. 81—86.
- Бурахович Т. К., Николаев И. Ю., Шеремет Е. М., Ширков Б. И. Аномалии электропроводности по результатам трехмерного геоэлектрического моделирования и полезные ископаемые центральной части Украинского щита. *Вестник Перм. ун-та. Сер. Геология*. 2016. № 3. С. 47—56.
- Бурахович Т. К., Николаев И. Ю., Шеремет Е. М., Ширков Б. И. Геоэлектрические аномалии Украинского щита и их связь с рудопроявлениями полезных ископаемых. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 6. С. 42—63.
- Бурахович Т. К., Ширков Б. И. Глубинные геоэлектрические исследования Голованевской шовной зоны. *Геоінформатика*. 2015. № 1. С. 61—69.
- Верховцев В. Г., Юськів Ю. В., Швайко В. Г., Шевчук В. І. Сумарні амплітуди пізньопліоцен-четвертинних вертикальних рухів земної поверхні Українського щита та його схилів. *Техногенно-екологічна безпека та цивільний захист*. 2013. Вип. 6. С. 38—52.
- Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита. Под ред. Н.Я. Азарова. Донецк: Вебер, 2008. 305 с.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005, 572 с.
- Гинтов О. Б. Проблемы геодинамики Украинского щита в докембрии. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 5. С. 3—22.
- Гинтов О. Б. Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита — новые данные и следствия. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 3—18.
- Глевасский Е. Б., Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинского щита. *Минерал. журн.* 2000. Т. 22. № 2/3. С. 77—91.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвін пресс, 2005. 210 с.
- Жамалетдинов А. А., Кулик С. Н. Крупнейшие аномалии электропроводности мира. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 4. С. 22—39.
- Ингерев А. И. Карта магнитных параметров МТЗ и МВП юго-восточной части Украинского щита. М-б 1 : 1 000 000. Укргеолфонд, 1988.
- Ингерев А. И., Рокитянский И. И. Украинский щит. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Обобщение результатов исследований. Киев: Наук. думка, 1993. 257 с.
- Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. Под ред. В. И. Старостенко, О. Б. Гинтова. Киев: Прас-тые луды, 2013. 500 с.
- Кулик С. Н., Бурахович Т. К. Трехмерная геоэлектрическая модель земной коры Украинского щита. *Физика Земли*. № 4. 2007. С. 21—27.
- Нечаев С. В., Наумов Г. Б. Региональная зональность оруденения Украинского щита: современный план и палеотектонические реконструкции. *Геология рудных месторождений*. 1998. Т. 40. № 2. С. 124—136.
- Николаев И. Ю., Бурахович Т. К., Шеремет Е. М. Объемная геоэлектрическая модель Кировоградского рудного района центральной части Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 4. С. 127—139.
- Пашкевич И. К., Бакаржиева М. И. 3D магнитная модель Корсунь-Новомиргородского плутона и Новоукраинского массива и ее геологическая интерпретация. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 4. С. 115—126.
- Рокитянский И. И., Терешин А. В., Трегубенко В. И., Голубцова Н. С., Ингерев А. И., Савченко Т. С. Обзор наблюдений МВП—МТЗ в южной части Кировоградской аномалии электропроводно-

- сти и первый опыт пленочного моделирования структуры Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 3. С. 92—101.
- Смирнов В.П. Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наук. думка, 1971. С. 245—253.
- Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Кутас Р.И. Геодинамическое развитие литосферы Украины и его роль в формировании и размещении месторождений полезных ископаемых. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 3. С. 3—22.
- Цымбал С.Н. Состав верхней мантии под Украинским щитом. В кн.: *Геологія і магматизм докембрію Українського щита*. Відп. ред. М.П.Щербак. Київ, 2002. С. 215—218.
- Шеремет Е.М., Кривдик С.Г., Бурахович Т.К. Критерии поисков руды в областях субдукции Украинского щита. Deutschland, Germany: LAP LAMBERT Academic Publ., 2013. 418 с.
- Щербак Н.П., Бибииков Е.В., Скобелев В.М., Щербак Д.Н. Эволюция во времени и металлогеническая специализация раннедокембрийской коры Украинского щита (3,7—1,7 млрд лет). *Минерал. журн.* 2003. Т. 25. № 4. С. 82—92.
- Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 364 с.
- Baysorovich M.M., Tregubenko V.Iv., Nasad A.G., 1998. Geoelectric heterogeneities of Ukraine's lithosphere. *Geologicheskij zhurnal* 2(1), 23—35.
- Birt C.S., Maguire P.K.H., Khan M.A., Thybo H., Keller G.R., Patel J., 1997. The influence of preexisting structures on the evolution of the southern Kenya Rift Valley: Evidence from seismic and gravity studies. *Tectonophysics* 278, 211—242.
- Galetskiy L., 2009. "Geotrans" — a planetary geodynamic system of transcontinental ore-concentrating activation megazones. *New Concepts in Global Tectonics Newsletter* (52), 40—50.
- Khoza T.D., Jones A.G., Müller M.R., Evans R.L., Miensopust M.P., Webb S.J., 2013a. Lithospheric structure of an Archean craton and adjacent mobile belt revealed from 2D and 3D inversion of magnetotelluric data: Example from southern Congo craton in northern Namibia. *J. Geophys. Res.* 118, 4378—4397.
- Khoza T.D., Jones A.G., Müller M.R., Evans R.L., Webb S.J., Miensopust M.P. the SAMTEX team 1, 2013b. Tectonic model of the Limpopo belt: Constraints from magnetotelluric data. *Precambrian Res.* 226, 143—156.
- Mackie R.L., Booker J., 1999. Documentation for mtd3fwd and d3-to-mt. GSY-USA Inc., 2261 Market St., Suite 643, San Francisco, CA 94114.
- Selway K., Sheppard S., Thorne A., Johnson S., Groenewald P., 2009. Identifying the lithospheric structure of a Precambrian orogen using magnetotellurics: The Capricorn Orogen, Western Australia, *Precambrian Res.* 168, 185—196.
- Spratt J.E., Jones A.G., Jackson V.A., Collins L., Avdeeva A., 2009. Lithospheric geometry of the wopmay orogen from slave craton to bear province magnetotelluric transect. *J. Geophys. Res.* 114 (B1). doi: 10.1029/2007JB005326.
- Wannamaker P., 2005. Anisotropy versus heterogeneity in continental solid Earth electromagnetic studies: fundamental response characteristics and Implications for physicochemical state. *Surv. Geophys.* 26(6), 733—765.
- Wannamaker P., 1997. Comment on "The petrologic case for a dry lower crust" by Bruce W.D. Yardley and John W. Valley. *J. Geophys. Res.* 105, 6057—6064. <http://dx.doi.org/10.1029/1999JB900324>.

Three-dimensional geoelectric model of the Golovanivsk suture zones of the Ukrainian Shield

© B. I. Shyrkov, T. K. Burakhovich, A. N. Kushnir, 2017

Thorough three-dimensional deep model has been plotted for the first time for the Golovanivsk suture zone of the Ukrainian shield and adjacent area applying Mtd3fwd R. L. Mackie's program based on geophysical experiment as MTS and MVP investigations. Anomalies of electro-conductivity in the Earth's crust coinciding spatially with deep fault zones have been allocated. It has been confirmed that outside the limits of the GSZ heterogeneous Earth's crust and upper mantle are both observed. It has been shown that the areas of anomalously high resistance partially correspond to massifs of crystalline rocks (the Uman, the Korsun-Novomirgorod, the Novo-Ukrainian) in the Earth's crust and upper mantle.

Anomalies of high electrical conductivity with $\rho = 2 \div 250 \text{ Ohm} \cdot \text{m}$ in the crust have been revealed, which coincide with deep fault zones: Talne, Pervomaisk, Vradievka, Gvozdevka, Zvenigorod-Bratsk, Smila, Subbotsko-Moshorinka; which are represented up to the depths of 2,5 km by sub-vertical structures and deeper — mainly by sub-horizontal layers. Outside the GSZ heterogeneous Earth's crust and upper mantle are observed as regional Chernivtsi-Korosten and Kirovograd anomalies of electro-conductivity.

The geological structure of the GSZ and its electrical conductivity confirm the collision model of crust formation of the central part of the Ukrainian shield. The low resistivity anomalies are confined to the elongated stripes and areas of abundance of the graphitized rocks and metasomatic zones extended along the fault zones. Within their boundaries most part of ore deposits and ore manifestations in the region are found.

The obtained distribution of electrical conductivity in the Earth's crust and upper mantle of Golovanivsk suture zone can be used for the plotting of deep geological and tectonic models and predictive metallogenic maps and schemes of the USh, as well as for an explanation of geodynamic processes in the region.

Key words: the Golovanivsk suture zone, 3D geoelectric model, MT/MV methods, deep structure, collision.

References

- Burakhovich T. K., Ganiyev O. Z., Shyrkov B. I., 2015a. Modeling of the deep structure Golovanivsk suture zone according the geoelectric data. *Visnyk Kyivskogo universytetu. Ser. Geologiya* (2), 48—54 (in Ukrainian).
- Burakhovich T. K., Kushnir A. N., Shyrkov B. I., 2015b. Deep structure of the Ingul megablock according to the data of the geoelectric studies. *Dopovidy NAN Ukrainy* (3), 81—86 (in Ukrainian).
- Burakhovich T. K., Nikolaev I. Yu., Sheremet E. M., Shirkov B. I., 2016. Anomalies of electrical conductivity according to results of three-dimensional geoelectrical modeling and minerals of the central part of the Ukrainian Shield. *Vestnik Perm'skogo universiteta. Ser. Geologiya* (3), 47—56 (in Russian).
- Burakhovich T. K., Nikolaev I. Yu., Sheremet E. M., Shirkov B. I., 2015. Geoelectric anomalies of the Ukrainian Shield and their relation to mineral deposits. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(6), 42—63 (in Russian).
- Verkhovtsev V. H., Yuskiv Yu. V., Shvayko V. H., Shevchuk V. I., 2013. The total amplitude Late Pliocene-Quaternary vertical movements of the earth surface of the Ukrainian Shield and its slopes. *Tekhnogenno-ekologichna bezpeka ta tsyvilnyy zakhyst* (is. 6), 38—52 (in Ukrainian).
- Geological-geophysical model Golovanivsk suture zones of the Ukrainian Shield, 2008. Ed. N. Ya. Azarov. Donetsk: Veber, 305 p. (in Russian).
- Gintov O. B., 2005. Field tectonophysics and its ap-

- plication for the studies of deformations of the Earth's crust of Ukraine. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov O. B., 2015. Problems of geodynamics of the Ukrainian Shield in Precambrian. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(5), 3—22 (in Russian).
- Gintov O. B., 2014. Scheme of faulting periodization in the Earth's crust of the Ukrainian Shield — new data and consequences. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(1), 3—18 (in Russian).
- Glevasskiy E. B., Kalyaev G. I., 2000. Tectonic of the Precambrian of the Ukrainian Shield. *Mineralogicheskii zhurnal* 22(2/3), 77—91 (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Kovachikova S., Logvinov I. M., Tarasov V. N., Usenko O. V., 2005. Ukrainian Shield (geophysics, deep processes). Kiev: Korvin press, 210 p. (in Russian).
- Zhamaletdinov A. A., Kulik S. N., 2012. First-rate anomalies of electro-conductivity on the Globe. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(4), 22—39 (in Russian).
- Ingerov A. I., 1988. Map of magnetic parameters of MTS and MVP of the southeastern part of the Ukrainian Shield. Ukrgeolfond (in Russian).
- Ingerov A. I., Rokityanskiy I. I., 1993. Ukrainian Shield. The lithosphere of Central and Eastern Europe: Summary of the studies. Kiev: Naukova Dumka, 257 p. (in Russian).
- The Kirovograd ore area. Deep structure. Tectonophysical analysis. Ore deposits, 2013. Eds V. I. Starostenko, O. B. Gintov. 500 p. (in Russian).
- Kulik S. N., Burakhovich T. K., 2007. Three-dimensional geoelectric model of the Earth's crust of the Ukrainian Shield. *Fizika Zemli* (4), 21—27 (in Russian).
- Nechaev S. V., Naumov G. B., 1998. Regional mineralization zonation of the Ukrainian Shield: modern reconstruction plan and paleotectonic. *Geology of Ore Deposits* 40(2), 109—120 (in Russian).
- Nikolaev I. Yu., Burakhovich T. K., Sheremet E. M., 2013. Three-dimensional geoelectric model of the Kirovograd ore area of the central part of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(4), 127—139 (in Russian).
- Pashkevich I. K., Bakarzhieva M. I., 2013. 3D magnetic model of the Korsun-Novomirgorod pluton and the Novoukrainka massifs and its geological interpretation. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(4), 115—126 (in Russian).
- Rokityanskiy I. I., Tereshin A. V., Tregubenko V. I., Golubtsova N. S., Ingerov A. I., Savchenko T. S., 2012. Review of observations MVP—MTS in the southern part of the Kirovograd electrical conductivity anomaly and an experiment of thin film modeling of the Ukrainian Shield structure. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(3), 92—101 (in Russian).
- Smirnov V. P., 1971. Relationships between the surface and deep structures of the Earth's crust. Kiev: Naukova Dumka, 245—253 (in Russian).
- Starostenko V. I., Gintov O. B., Kutas R. I., 2011. Geodynamic development of lithosphere of Ukraine and its role in formation and location of mineral deposits. *Geofizicheskiy zhurnal* 33(3), 3—22 (in Russian).
- Tsybmal S. N., 2002. The composition of the upper mantle beneath the Ukrainian Shield. In: *Geology and magmatism of the Precambrian of the Ukrainian Shield*. Ed. M. P. Shcherbak. Kiev, 215—218 (in Russian).
- Sheremet E. M., Krivdik S. G., Burakhovich T. K., 2013. The criteria for ore prospecting in the subduction areas of the Ukrainian Shield. Deutschland, Germany: LAP LAMBERT Academic Publ. 418 p. (in Russian).
- Shcherbak N. P., Bibikov E. V., Skobelev V. M., Shcherbak D. N., 2003. The time evolution and metallogenic specialization of Early Precambrian crust of the Ukrainian Shield (3,7—1,7 billion years old). *Mineralogicheskii zhurnal* 25(4), 82—92 (in Russian).
- Shcherbakov I. B., 2005. Petrology of the Ukrainian Shield. Lvov: ZUKTS, 364 p. (in Russian).
- Baysorovich M. M., Tregubenko V. Iv., Nasad A. G., 1998. Geoelectric heterogeneities of Ukraine's lithosphere. *Geologicheskii zhurnal* 2(1), 23—35.
- Birt C. S., Maguire P. K. H., Khan M. A., Thybo H., Keller G. R., Patel J., 1997. The influence of preexisting structures on the evolution of the southern Kenya Rift Valley: Evidence from seismic and gravity studies. *Tectonophysics* 278, 211—242.
- Galetskiy L., 2009. "Geotrans" — a planetary geo-

- dynamic system of transcontinental ore-concentrating activation megazones. *New Concepts in Global Tectonics Newsletter* (52), 40—50.
- Khoza T.D., Jones A.G., Müller M.R., Evans R.L., Miensopust M.P., Webb S.J., 2013a. Lithospheric structure of an Archean craton and adjacent mobile belt revealed from 2D and 3D inversion of magnetotelluric data: Example from southern Congo craton in northern Namibia. *J. Geophys. Res.* 118, 4378—4397.
- Khoza T.D., Jones A.G., Müller M.R., Evans R.L., Webb S.J., Miensopust M.P. the SAMTEX team 1, 2013b. Tectonic model of the Limpopo belt: Constraints from magnetotelluric data. *Precambrian Res.* 226, 143—156.
- Mackie R.L., Booker J., 1999. Documentation for mtd3fwd and d3-to-mt. GSY-USA Inc., 2261 Market St., Suite 643, San Francisco, CA 94114.
- Selway K., Sheppard S., Thorne A., Johnson S., Groenewald P., 2009. Identifying the lithospheric structure of a Precambrian orogen using magnetotellurics: The Capricorn Orogen, Western Australia, *Precambrian Res.* 168, 185—196.
- Spratt J.E., Jones A.G., Jackson V.A., Collins L., Avdeeva A., 2009. Lithospheric geometry of the wopmay orogen from slave craton to bear province magnetotelluric transect. *J. Geophys. Res.* 114(B1). doi: 10.1029/2007JB005326.
- Wannamaker P., 2005. Anisotropy versus heterogeneity in continental solid Earth electromagnetic studies: fundamental response characteristics and Implications for physicochemical state. *Surv. Geophys.* 26(6), 733—765.
- Wannamaker P., 1997. Comment on "The petrologic case for a dry lower crust" by Bruce W.D. Yardley and John W. Valley. *J. Geophys. Res.* 105, 6057—6064. <http://dx.doi.org/10.1029/1999JB900324>.