

**НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОФІЗИКИ ІМЕНІ С.І. СУББОТІНА**

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

ІЛЬЄНКО Володимир Анатолійович

Прим. № _____

УДК 550.372/373+551.24.055

**ДИСЕРТАЦІЯ
ЕЛЕКТРОПРОВІДНІСТЬ ЗОН РОЗЛОМІВ ЗЕМНОЇ КОРИ
КОЧЕРІВСЬКОЇ ДІЛЯНКИ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО
ЩИТА**

04.00.22 – геофізика (103 – Науки про Землю)

10 Природничі науки

Подається на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук. Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей, результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело

_____ В.А. Ільєнко

Науковий керівник – Кушнір Антон Миколайович, доктор геологічних наук

Київ–2020

АНОТАЦІЯ

Льєнко В.А. Електропровідність зон розломів земної кори Кочерівської ділянки західної частини Українського щита. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук за спеціальністю 04.00.22 – геофізика (103 – Науки про Землю). – Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, Київ, 2020.

Дисертаційна робота виконана з метою виявлення та вивчення аномалій електропровідності земної кори і верхньої мантії Кочерівської ділянки західної частини Українського щита (УЩ) на основі побудови тривимірних моделей розподілу електричного опору за експериментальними даними магнітотелуричного зондування і магнітоваріаційного профілювання; пояснення природи виявлених аномалій електропровідності за результатами комплексного аналізу геолого-геоелектричних даних та їх дослідження як одного з факторів прояву геодинамічних процесів для пошуку рудопроявів корисних копалин.

Сучасні експериментальні МТ/МВ дослідження Кочерівської ділянки західної частини УЩ, викладені в цій роботі, проводились з 2015 по 2019 р. довгоперіодними цифровими станціями LEMI-417 з ферозондовими магнітометрами. Було проведено дослідження з вивчення глибинної геоелектричної будови складної системи розломів Волинського, Росинського та східної окраїни Подільського мегаблоків УЩ.

Зареєстровано електромагнітні поля у 49 пунктах уздовж семи профілів: Радомишль – Фастів, Корнинський, Ружин – Сквиря, Белилівка – Антонів, Ширмівка – Логвин, Ординці – Лобачів та Зозів – Стрижавка. Тривалість синхронних спостережень складала від 1,5 до 2 діб, в базовому пункті для профілю Корнинський – село Рудка (пункт RDK) – один тиждень, в базовому пункті для решти профілів – село Рогізна (пункт RGZ) – один місяць. Відстань між польовими пунктами в середньому сягала 10 км; між профілями Радомишль –

Фастів і Корнинський – 30 км, між останнім та Ружин – Сквир – 30 км, для решти пунктів відстань – в середньому 10 км.

Експериментальні роботи задовольняли вимоги, що висуваються до спостережених даних, при проведенні процедури синхронного оцінювання передавальних операторів МТ/МВ полів програмним комплексом PRC-MTMV. Було отримано оцінки типерів для періодів (T) геомагнітних варіацій від 50 до 3400 с, для кривих позірною опорю (ρ_n) і фаз імпедансу (ϕ) – від 20 до 10000 с.

Попередні експериментальні геоелектричні дослідження методами АМТЗ, МТЗ і МВП за трьома субширотними профілями – Макарівським, Фастівським і Сквирівським – показали дуже високі значення ρ_n : від 1000 до 5000 Ом·м у Волинському та Подільському, ~ 1000 Ом·м у Росинському мегаблоках УЩ. Звіздаль-Заліська та Брусилівська зони розломів (ЗР) проявляються у вигляді контактів різних ρ_n – 5000 та 1000, 1000 та 300 Ом·м відповідно. Огіївський, Погребищенський, Кочерівський, Центральний, Старосільський, Великоєрчиківський, Віленський і частково Вільшанський розломи утворюють низькоомні аномалії (до 300, іноді до 500 Ом·м) в усьому частотному діапазоні.

Отримані сучасні спостереження комплексних індукційних параметрів не суперечать та доповнюють картину просторового розподілу типера. Майже на всіх частотах для всіх пунктів спостерігається орієнтація дійсної компоненти типера захід – південний захід. На коротких T величини уявної та дійсної компонент співмірні. Максимум частотної характеристики (в середньому 0,3 – 0,6) знаходиться на T від 150 до 400 с. Так, у західній частині УЩ чітко спостерігається зміна орієнтації типера від південно-західного в Волинському і Росинському мегаблоках, до північно-західного – у Подільському. Лише південніше широти, на якій знаходиться місто Вінниця, типера розвертається на південь. Модуль типера в середньому дорівнює 0,3. На орієнтацію індукційних параметрів впливають телуричні струмові системи, що виникають в електропровідних осадових відкладах Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ), Чернівецько-Коростенській, Вінницькій і Ружинській аномальних зонах. Сумарна поздовжня провідність осадових утворень в середньому змінюється від 0,25 на

Волинському та Росинському мегаблоках, до 10 См на Подільському, до 2500 См в межах ДДЗ.

Криві МТЗ для різної поляризації в більшості пунктів розходяться на всіх періодах. Розходження кривих для різної поляризації зростає зі збільшенням періоду. Розбіжність значень $\rho_{\text{п}}$, отриманих за результатами аналізу різної поляризації МТ-поля ($\rho_{\text{п } xy} \neq \rho_{\text{п } yx}$), є свідченням наявності у горизонтально-шаруватому розрізі поверхневих або глибинних неоднорідностей.

У результаті якісної інтерпретації комплексних типерів і кривих МТЗ виявлено аномалії високої електропровідності (декілька поверхневих і одну глибинну) в земній корі складної системи розломів, в зоні зчленування Подільського і Росинського мегаблоків та в Волинському мегаблоці. Аналіз кривих МТЗ свідчить про неоднорідне тривимірне середовище на всій площі дослідження, аномалії характеризуються різною електропровідністю, глибиною залягання і конфігурацією. Оцінки, отримані при різних підходах до формальної інтерпретації магнітотелуричного зондування, узгоджуються з регіональною тривимірною геоелектричною моделлю західної частини УЩ і доповнюють уявлення про дискусійну глибинну будову.

Побудовано тривимірну геоелектричну модель Кочерівської ділянки, в яку закладено загальноприйнятий нормальний геоелектричний розріз земної кори та верхньої мантії для докембрійської платформи, де, починаючи з 160 км, зі збільшенням глибини опір спадає і в нижньому шарі становить 1 Ом·м. Розмір комірок в основній частині моделі становить 5×5 км, в області моделювання кількість комірок $x - 32$, $y - 41$, горизонтів – 18. У модель було закладено апріорну інформацію про регіональну Коростенську аномалію електропровідності, її північне відгалуження і провідну астеносферу в південній частині моделі. Розраховано шість моделей, дві з яких теоретичні, в них моделювались глибинна Звіздаль-Заліська зона розломів та зони метасоматозу, використовуючи інформацію, отриману з літературних джерел.

Було розраховано велику кількість моделей з різним ρ , в кінцевій моделі виділено серію провідників: із поверхні до 5 м – велика кількість

різноорієнтованих у просторі провідників з $\rho = 100\text{--}250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, у більшості випадків вони знаходяться над тектонічними розломами; північна частина планшету на глибинах від 0,2 до 5 км характеризується потужним провідником, який просторово відповідає Кочерівському синклінорію з шириною 15 км та довжиною 10 км і $\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; на глибинах 0,2 – 0,5 та 0,2 – 2 км виділено серію видовжених (у більшості випадків в субмеридіональному напрямку) провідників із $\rho = 100$ і $250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, які відповідають основним глибинним тектонічним порушенням регіону – Віленському, Огіївському, Погребищенському, Великоєрчиківському і Самгородському; на глибині від 0,5 до 11 км у вузлі перетину різнонаправлених глибинних розломів проявився провідник субширотного простягання довжиною 10 км та шириною 45 км, що занурюється із заходу на схід і змінює ρ від 250 (у верхній частині) до $100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ (у нижній); підтверджено на глибинах від 15 до 30 км регіональну Чернівецько-Коростенську аномалію електропровідності з $\rho = 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Виділені аномалії електропровідності приурочені до видовжених зон метасоматозу і районів поширення графітізованих порід, частина поверхневих аномалій – до областей кори вивітрювання гірських порід. Більшість аномалій приурочені до наступних рудопроявів і родовищ корисних копалин: в північній частині до рудоносних полів - Папірнянського і Городського (ніобій, тантал, берилій, літій, рубідій, церій), Корнинського, Красилівського і Віленського (золото, срібло), Кочерівського (ніобій, тантал, берилій, літій, рубідій, церій, золото), Поташнянського (вольфрам), Негребівського (мідь); в південній частині – до Володарського і Північноберезнянського родовища заліза, Тарасівського родовища титану і цирконію, Північноберезнянського родовища урану; Ружинського золоторудного поля, Макарівського урановорудного, Погребищенського рідкіснометально-рідкісноземельного і Тетіївського урановорудного полів.

У дисертаційному дослідженні показано, що аномалії високої електропровідності в межах УЩ пов'язані з проявами сейсмічної активності. Землетруси загалом корелюють із зонами зчленування геологічних структур і

активними глибинними тектонічними розломами. Прояви сейсмічності в межах Кочерівської ділянки приурочені до електропровідної зони перетинів субширотного Самгородського розлому із розломами оперяючими його з півночі на південь (Великоєрчиківським, Варварівським та ін.), а глибше в земній корі – до південної границі регіональної Чернівецько-Коростенської аномалії. Епіцентри Криворізьких землетрусів знаходяться в районі Криворізько-Кременчуцького розлому: в складному тектонічному вузлі перетину розривів різного орієнтування та в межах регіональної Кіровоградської аномалії електропровідності. Висока електропровідність найчіткіше проявляється в інтервалі глибин 25–30 км. Аномалія витягнута з півдня на північ-північний схід структурою між Криворізько-Кременчуцьким і Західноінгулецьким розломами.

Ключові слова: магнітотелуричні і магнітоваріаційні методи, Український щит, рудопрояви, зони розломів, аномалії електропровідності, тривимірне моделювання, сейсмічність.

ABSTRACT

Ilyenko V.A. Electrical conductivity of fault zones of the Earth's crust in the Kocheriv section of the western part of the Ukrainian Shield. - Manuscript.

Thesis for a candidate's degree in geological sciences, specialty 04.00.22 – geophysics (103 – Earth Sciences). – Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, 2020.

The dissertation is performed in order to identify and study the geoelectrical inhomogeneities of the earth's crust and upper mantle of the Kocheriv section of the western part of the Ukrainian Shield (USh) on the basis of three-dimensional resistivity distribution models according to the experimental data of magnetotelluric sounding and magnetovariation profiling. The explanation of the nature of the detected geoelectrical inhomogeneities based on the results of the geological and geoelectrical data comprehensive analysis and their study as one of the factors in the geodynamic process manifestations for the mineral ore occurrences search.

The modern experimental MT/MV studies of the Kocheriv section of the western part of the USh, which are presented in this work, were carried out from 2015 to 2019 by long-period digital stations LEMI-417 with ferrosonde magnetometers. The research was carried out to study the deep geoelectrical structure of the complex fault systems of the Volynsky, Rosynsky and eastern part of the Podolsksky megablocks of the USh.

Electromagnetic field parameters were registered at 49 points along seven profiles: Radomyshl-Fastiv, Kornynsky, Ruzhyn-Skvyra, Belylivka-Antoniv, Shirmivka-Logvyn, Ordynsi-Lobachiv and Zoziv-Stryzhavka. The duration of synchronous observations ranged from 1,5 to 2 days, at the reference point for the Kornynsky profile - Rudka village (RDK point) one week, at the reference point for other profiles - Rohizna village (RGZ point) one month. The distance between the field points averaged 10 km; between the profiles Radomyshl-Fastiv and Kornynsky – 30 km, between Kornynsky and Ruzhyn-Skvyra – 30 km, for others about 10 km.

Experimental works meet the requirements for the observed data when using the synchronous evaluation procedure of transfer operators of MT/MV fields by the PRC-MTMV software complex. Estimates of tippers were obtained for periods (T) of geomagnetic variations from 50 to 3400 s, for curves of apparent resistivity (ρ_a) and phases of impedance (φ) – from 20 to 10000 s.

Previous experimental geoelectrical studies using audio-MTS, MTS and MVP methods on three sublatitudinal profiles – Makarivsky, Fastivsky and Skvyrivsky showed very high values of ρ_a – from 1000 to 5000 Ohm·m in Volynsky and Podolsky, ~ 1000 Ohm·m in Rosynsky megablocks of USh. Zvizdal-Zaliska and Brusylivska fault zones (FZ) appear in the form of contacts of different ρ_a - 5000 and 1000, 1000 and 300 Ohm·m, respectively. Ogiivsky, Pohrebyshchensky, Kocherivsky, Tsentralny, Starosilsky, Velykoerchykivsky, Vilensky and partially Vilshansky faults form low resistivity anomalies in the whole frequency range.

Obtained modern observations of the complex induction parameters do not contradict the spatial distribution of Wiese (\mathbf{W}) vectors and complement it. At the whole frequency range for all points there is the the west – southwest real component orientation of tippers. At short T the values of the imaginary and real components are commensurate. The maximum frequency response with an average value of 0,3–0,6 is at T from 150 to 400 s. Thus, in the western part of the USh, there is a clear change in the orientation of the \mathbf{W} vector from the southwestern, in the Volynsky and Rosynsky megablocks, to the northwestern – in Podolsky. Only to the south of Vinnytsia the vector \mathbf{W} turns to the south. The modulus of the vector \mathbf{W} averaged 0,3. The orientation of induction parameters is influenced by telluric current systems that occur in conductive sediments of the Dnieper-Donetsk basin, Chernivtsi-Korosten, Vinnytsia and Ruzhyn anomalous zones. The conductivity of sedimentary formations varies on average from 0,25 in Volynsky and Rosynsky megablocks, in Podolsky – up to 10 S.

MTS curves for different polarization in most points differ at all periods. The difference of the curves increases with increasing of the period. The discrepancy of ρ_a , obtained by the results of the MT field different polarization analysis ($\rho_{a_{xy}} \neq \rho_{a_{yx}}$), is an

indication of the presence of surface or depth inhomogeneities in the horizontal-layered section.

As a result of qualitative interpretation of complex tippers and MTS curves, anomalies of high conductivity (several surface and one deep) in the earth's crust of the complex fault system in the joint zone of Podolsky and Rosynsky megablocks and in Volynsky megablock were revealed. The analysis of MTS curves shows the heterogeneous three-dimensional situation over the entire study area, the anomalies are characterized by the different conductivity, depth and configuration. Estimates obtained from different approaches for the formal interpretation of magnetotelluric soundings are consistent with the regional three-dimensional geoelectrical model of the western part of the USh and complement the knowledge about the speculative structure.

The three-dimensional geoelectrical model of the Kocheriv site has been constructed, in which the generally accepted normal geoelectrical section of the earth's crust and upper mantle for the Precambrian platform has been used. From 160 km the resistivity decreases with increasing depth, and in the lower layer is 1 Ohm·m. The size of the cells in the main part of the model is 5×5 km, in the modeling area the number of cells is x – 32, y – 41, and 18 horizons. The model contained the priori information about the regional Korosten conductivity anomaly, its northern part and the conductive asthenosphere (southern part of the model). Six models were calculated, two of which were theoretical, in which the deep Zvizdal-Zaliska FZ and metasomatism zone were modeled from the information obtained in the literature.

In the final model, a series of conductors was detected: from the surface up to 5 m a large number of differently oriented in space conductors with ρ – 100–250 Ohm·m, in most cases they are above FZ; the northern part of the area at depths from 0,2 to 5 km is characterized by a powerful conductor that spatially corresponds to the Kocheriv synclinorium – 15 km wide and 10 km long with $\rho = 100$ Ohm·m; at depths of 0,2–0,5 and 0,2–2 km there are series of elongated in most cases in the submeridional direction conductors, with ρ – 100 and 250 Ohm·m, these conductors correspond to the main deep tectonic faults of the region – Vilensky, Ogiivsky, Pohrebyshchensky, Velykoerchykivsky and Samgorodsky; at depths from 0,5 to 11 km at the intersection of

multidirectional deep faults, the conductor of sublatitudinal extension 10 km long and 45 km wide appeared, dipping from west to east, changing ρ from 250 in the upper part to 100 Ohm·m in the lower part; the regional Chernivtsi-Korosten anomaly with ρ - 20 Ohm·m was confirmed at depths from 15 to 30 km.

These conductivity anomalies are confined to the elongated zones of metasomatism and areas of graphitized rock distribution, part of the surface anomalies is confined to the rock weathering areas. Most anomalies are confined to ore occurrences and mineral deposits: in the northern part, ore-bearing fields – Papirnyansky and Gorodsky (niobium, tantalum, beryllium, lithium, rubidium, cerium), Kornynsky, Krasylivsky and Vilensky (gold, silver), Kocherivsky (tantalum, beryllium, lithium, rubidium, cerium, gold), Potashnyansky (tungsten), Negrebivsky (copper); in the southern part – Volodarsky and North-Berezhnyansky deposits of iron, Tarasivsky deposits of titanium and zirconium, North-Berezhnyansky deposits of uranium; Ruzhyn gold ore field, Makariv uranium ore, Pohrebyshchensky rare metal-rare earth and Tetivsky uranium ore field.

In the dissertation research it is shown that anomalies of high conductivity within USh are linked with seismic activity. Earthquakes of this kind mainly correlate with the junction zones of geological structures and active deep tectonic faults. Manifestations of seismicity within the Kocheriv section are confined to the conductive zone of intersections of the sublatitudinal Samgorodsky and faults surrounding it from north to south (Varvarivsky, Velykoerchykivsky, etc.), and deeper in the earth's crust to the southern border of the regional Chernivtsi-Korosten. The epicenters of the Kryvorihgsky earthquakes are located in the area of the Kryvorihgsko-Kremenchugsky fault, in the complex tectonic junction of the different oriented FZ and within the regional Kirovohrad conductivity anomaly. Most clearly, high conductivity is manifested in the depth range of 25–30 km. The anomaly is an elongated structure from the south to the north-northeast between the Kryvorihgsko-Kremenchugsky and West-Inguletsky faults.

Key words: magnetotelluric and magnetovariational methods, Ukrainian shield, ore occurrences, fault zones, conductivity anomalies, three-dimensional modeling, seismicity.

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА

Статті в наукових виданнях:

1. Габсатарова, И. П., Бабкова, Е. А., Надежка, Л. И., Пивоваров, С., Семенов, А. Е., Кендзера, А. В., Пигулевский, П. И. Щербина, С. В., Чалый, О. О., **Ильенко, В. А.** (2016). Землетрясение 3 февраля 2015 г. на границе Полтавской и Сумской областей Украины по макросейсмическим и инструментальным данным. *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология*, (1), 115–123 (Web of Science, РИНЦ)
2. Пігулевський, П. Г., Кендзера, О. В., Шербіна, С. В., Вербицький, С. Т., Шумлянська, Л. А., Калініченко, О. О., Гурова, І. Ю., **Ильенко, В. А.**, Амашукелі, Т. А., Чалий, О. О. (2017). Природа криворізького землетрусу 29 липня 2017 року. *Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету*, 37(1), 92–104
3. Бурахович, Т. К., Кушнір, А. Н., **Ильенко, В. А.** (2018). Геоэлектрические исследования нефтегазоносного района южного борта центральной части Днепровско-Донецкой впадины. *Геофізичний журнал*, 40(5), 172–190 (Web of Science, Index Copernicus) doi: 10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147479
4. Кушнір, А. М., Бурахович, Т. К., **Ильенко, В. А.**, Ширков, Б. І., Ніколаєв, І. Ю. (2018). Глибинні геоелектричні дослідження Троянківського та Тарасівського метабазитових масивів Голованівської шовної зони. *Геофізичний журнал*, 41(6), 56–72. (Web of Science, Index Copernicus). <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190066>
5. Николаєв, І. Ю., Кушнір, А. М., **Ильенко, В. А.**, Ніколаєв, Ю. І. (2019). Електромагнітні дослідження західної частини Українського щита.

- Геофізичний журнал*, 41(3), 120–133. (Web of Science, Index Copernicus). doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i3.2019.172433
6. **Ільєнко, В. А.**, Кушнір, А. М., Бурахович, Т. К. (2019). Електромагнітні дослідження Звіздаль-Заліської та Брусилівської зон розломів Українського щита. *Геофізичний журнал*, 42(4), 97–113. (Web of Science, Index Copernicus). doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i4.2019.177370
7. **Ільєнко, В.**, Бурахович, Т., Кушнір, А., Попов, С., Омельчук, О. (2020). МТ/МВ дослідження в зоні ендоконтакту Корнинського гранітного масиву. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*, 88(1), 46–52. (Web of Science) <http://doi.org/10.17721/1728-2713.88.07>

Тези доповідей і матеріали конференцій:

8. Кендзера, А. В., **Ільєнко, В. А.**, Калениченко, О. А., Пигулевский, П. И., Щербина, С. В., Бридкий, А. И., Белов, И. Д., Рыбалко, Б. И. (2017). Результаты опроса жителей г. Кривой Рог по ощущаемости интенсивности землетрясения 29 августа 2017 года. *Четверта міжнародна науково-технічна конференція «Сучасні технології розробки рудних родовищ. Еколого-економічні наслідки діяльності підприємств ГМК»*. Кривий Ріг.
9. Бурахович, Т. К., **Ільєнко, В. А.**, Кушнір, А. Н. (2018). Проявления сейсмичности в области Кировоградской аномалии электропроводности. *Международная научно-практическая конференция «Теория и практика разведочной и промышленной геофизики»*. Сборник научных трудов. В: В. И. Костицын (Ред) (с. 68–73). Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т.
10. Kushnir, A. M., **Pyenko, V. A.**, Dzhaoshvili, V. B. (2018). Electromagnetic studies of the central part of the southern Dnieper-Donets Basin slope. *XVII th International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects»*. Kyiv. (Scopus). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201801778>
11. Kushnir, A. N., Burakhovych, T. K., **Pyenko, V. A.**, Shyrkov, B. I (2018). Geoelectric researches of the Tarasivka structure of the Golovanivsk suture zone.

- XVII th International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects»*. Kyiv. (Scopus). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201801779>
12. **Pyenko, V. A.**, Burakhovich, T. K., Kushnir, A. M., Nikolaev, Yu. I. (2019). MT/MV investigation of faulty tectonic zones of the western part of the Ukrainian shield. *XVIII th International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects»*. Kyiv. (Scopus). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201902106>
13. **Ільєнко, В. А.**, Кушнір, А. М., Ніколаєв, І. Ю. (2019). Глибинні електромагнітні дослідження Звіздаль-Заліської зони розломів УЩ. *VIII молодіжна наукова конференція «Ідеї та новації в системі наук про Землю»*. Київ.
14. **Ільєнко, В. А.**, Бурахович, Т. К., Кушнір, А. М. (2019). Аномальна електропровідність Звіздаль-Заліської та Брусилівської зон розломів Українського щита. *VII Міжнародна наукова конференція «Геофізика і геодинаміка: прогнозування та моніторинг геологічного середовища»*. Збірник тез. В: В. Ю. Максимчука (Ред.) (сс. 56–58). Львів: Растр-7.
15. **Pyenko, V. A.** (2020). Three-dimensional model of the Kocheriv section of the western part of the Ukrainian Shield. *XIX th International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects»*. Kyiv. (Scopus)

ЗМІСТ

Перелік умовних позначень, символів, одиниць, скорочень і термінів.	16
ВСТУП.	17
РОЗДІЛ 1. ГЕОЕЛЕКТРИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ПРИ ВИВЧЕННІ ГЛИБИННИХ ЗОН РОЗЛОМІВ.	24
1.1. Електричні властивості гірських порід.	26
1.2. Геоелектричні дослідження кристалічних щитів докембрійських утворень.	28
1.3. Методичні розробки 3D моделювання глибинних розломів.	31
1.4. Сучасні підходи до використання методів геоелектрики при вивченні глибинних зон розломів.	40
1.5. Висновки до розділу 1.	45
Перелік використаних джерел до розділу 1	47
РОЗДІЛ 2. ЕЛЕКТРОПРОВІДНІСТЬ КОЧЕРІВСЬКОЇ ДІЛЯНКИ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УЩ.	53
2.1. Геологічна характеристика західної частини УЩ.	53
2.2. Глибинна геоелектрична будова району досліджень за попередніми електромагнітними дослідженнями.	59
2.3. Синхронні МТ/МВ зондування Кочерівської ділянки західної частини УЩ та їх інтерпретація.	62
2.3.1. Профіль Радомишль – Фастів.	64
2.3.2. Профіль Корнинський.	71
2.3.3. Профіль Ружин – Сквир.	77
2.3.4. Профіль Белилівка – Антонів.	82
2.3.5. Профіль Ширмівка – Логвин.	86
2.3.6. Профіль Ординці – Лобачів.	90
2.3.7. Профіль Зозів – Стрижавка.	94
2.4. Висновки до розділу 2.	98
Перелік використаних джерел до розділу 2.	104

РОЗДІЛ 3. ТРИВИМІРНА ГЛИБИННА ГЕОЕЛЕКТРИЧНА МОДЕЛЬ КОЧЕРІВСЬКОЇ ДІЛЯНКИ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УЩ.	108
3.1. Методика тривимірного геоелектричного моделювання.	108
3.2. Побудова 3D глибинної геоелектричної моделі.	111
3.3. Тривимірна модель Кочерівської ділянки західної частини УЩ.	122
3.4. Висновки до розділу 3.	128
Перелік використаних джерел до розділу 3.	129
РОЗДІЛ 4. ЗВ'ЯЗОК АНОМАЛІЙ ЕЛЕКТРОПРОВІДНОСТІ КОЧЕРІВСЬКОЇ ДІЛЯНКИ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УЩ З РУДОПРОЯВАМИ КОРИСНИХ КОПАЛИН РЕГІОНУ ТА ОСЕРЕДКАМИ СЕЙСМІЧНИХ ПОДІЙ.	131
4.1. Зв'язок аномалій електропровідності з рудопроявами корисних копалин Кочерівської ділянки.	133
4.2. Аномалії електропровідності сейсмоактивних регіонів УЩ та прилеглих територій.	141
4.3. Висновки до розділу 4.	153
Перелік використаних джерел до розділу 4.	155
ВИСНОВКИ	160
Додаток 1	165

Перелік умовних позначень, символів, одиниць, скорочень і термінів:

ЗР – зони розломів;

МВП – магнітоваріаційне профілювання;

МТЗ – магніотелуричне зондування;

МТ/МВ методи – магніотелуричні і магнітоваріаційні методи;

М – магнітуда;

КАЕ – Кіровоградська аномалія електропровідності;

КК – Криворізько-Кременчуцький глибинний розлом;

ІКШЗ – Інгулецько-Криворізька шовна зона;

Пр. – профіль;

УЩ – Український щит;

ДДЗ – Дніпровсько-Донецька западина;

3D – тривимірна модель;

ρ – питомий електричний опір;

$\rho_{\text{п}}$ – позірний електричний опір

ВСТУП

Актуальність теми. Родовища та рудопрояви корисних копалин – досить різноманітні та складні геолого-геоелектричні об'єкти. Вони характеризуються різним складом руд, суттєвою залежністю їх фізичних властивостей від походження та концентрації, різними формами та умовами залягання рудних тіл, наявністю аномалієутворювальних тіл іншої природи, неоднорідністю вмісних порід і цілою низкою інших чинників. У багатьох геологічних районах спостерігається різко змінна потужність осадових відкладів і пересічений рельєф.

За останні десятиліття методи геоелектрики зазнали значного розвитку, розширивши області їх застосування. Одним із нових напрямків можна вважати (в комплексі з іншими геофізичними методами) вивчення родовищ рудних корисних копалин. У багатьох випадках МТ методи можуть виступати як засоби прямого пошуку масивів рудних об'єктів, що характеризуються зв'язаною підвищеною електропровідністю гірських порід. Просторове розташування рудопроявів переважно має стійкий зв'язок із певними тектонічними зонами. Так, для Українського щита (УЩ); Воронезького кристалічного масиву; Норильської рудної зони; магматичних інтрузій Рудного Алтаю; зони розломів Вест-Бей-Індін; південної частини кратону Голер; східної частини півострова Ейр (під розломом Роопена); розломних структур Кемел Хіл та багатьох інших над глибинними коровими аномаліями електропровідності виявлені численні рудопрояви і родовища, як описано в роботах М.Н. Бердичевського, С.М. Кулика, В.І. Трегубенка, М.В. Чичерова, В.В. Белявського, І.М. Варенцова, Т.К. Бурахович, Є.М. Шеремета, І.М. Логвинова, І.І. Рокитянського, А.Г. Jones, Т.Д. Khoza, J.E. Spratt та інших. У цих умовах аналіз структури поширення корових провідників, за матеріалами глибинних МТ зондувань, в комплексі з іншими геолого-геофізичними та геолого-геохімічними даними дає змогу оцінити перспективи можливих рудопроявів корисних копалин. Проте використання методів магнітотелурики в геофізичних дослідженнях на стадії пошуку і розвідки корисних копалин не зводиться до безпосереднього виділення масивів

мінералізованих структур. При вивченні родовищ складної геологічної будови, з невитриманим вмістом корисних копалин, на перший план виходять завдання визначення та подальшого пошуку різних непрямих рудоконтролюючих ознак, а саме високоомних інтрузивних масивів певного складу або низькоомних розломних зон то що.

Сучасні експериментальні МТ зондування, засновані на вивченні природного низькочастотного змінного електромагнітного поля іоносферно-магнітосферного походження із застосуванням новітньої апаратури, обробка їх результатів на основі універсальних пакетів програм та інтерпретація даних для складно побудованих тривимірно-неоднорідних середовищ можуть забезпечити виявлення аномалій електропровідності та вивчення глибинної структури земної кори Кочерівської ділянки західної частини УЩ, його тектонічних особливостей, а також зон прояву геодинамічних процесів, що мають бути досліджені з точки зору формування та розміщення родовищ і рудопроявів корисних копалин.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Результати досліджень отримано при виконанні державних бюджетних тем Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України: «Сейсмічні та геофізичні спостереження на платформній частині території України» (2014–2018 рр., 0114U000231); «Розвиток методів вивчення сейсмічності території України та оцінки параметрів сейсмічної небезпеки майданчиків важливих і екологічно небезпечних об'єктів» (2016–2020 рр., 0116U000130); «Геологічна будова Побузького гірськорудного району за сучасними геофізичними і геологічними даними та оцінка його перспектив на стратегічні мінеральні ресурси 2016–2020 рр.» (2016–2020 рр., 0116U006203); грант молодих вчених ДФФД України «Розробка перспективних технологій для пошуку рудопроявів корисних копалин» (2018 р., 0118U001915).

Мета і завдання дослідження полягають у створенні тривимірної глибинної моделі Кочерівської ділянки західної частини УЩ за даними сучасних експериментальних електромагнітних досліджень і вивченні зв'язків між електропровідністю зон розломів (Звіздаль-Заліської, Брусилівської,

Немирівської) та структурними, металогенічними і геодинамічними особливостями району.

Для досягнення цієї мети були вирішені такі завдання:

- збір та узагальнення геолого-геоелектричних даних;
- проведення експериментальних досліджень за допомогою сучасного обладнання та з використанням передових технологій спостережень, обробка результатів досліджень сучасними програмними комплексами;
- вивчення основних особливостей та інтерпретація магнітотелуричних і магнітоваріаційних функцій відклику;
- побудова та аналіз тривимірної моделі розподілу електричного опору земної кори і верхньої мантії та виявлення аномалій електропровідності Кочерівської ділянки західної частини УЩ;
- встановлення зв'язку аномалій високої електропровідності Кочерівської ділянки західної частини УЩ із структурними особливостями району, існуючими та перспективними для пошуку рудопроявами та можливими родовищами корисних копалин. Аналіз аномальної електропровідності сейсмоактивних регіонів УЩ та прилеглих територій.

Об'єкт дослідження – земна кора та верхня мантія, зони розломів Кочерівської ділянки західної частини Українського щита.

Предмет дослідження – аномалії електропровідності Кочерівської ділянки західної частини Українського щита, їх зв'язок з рудопроявами корисних копалин та сейсмічністю.

Методи дослідження включають в себе загальні підходи до збору, аналізу, систематизації та обробки даних; аналіз та узагальнення наявної геолого-геофізичної інформації про будову Кочерівської ділянки західної частини УЩ; геофізичний експеримент у вигляді досліджень природного низькочастотного електромагнітного поля Землі за допомогою сучасної цифрової апаратури; методи обробки на основі аналізу Фур'є і робастними способами лінійного оцінювання у частотній області як одноточково, так і багатоточково (для синхронних записів) за

допомогою сучасних програм; тривимірне геоелектричне моделювання геологічного середовища в програмному комплексі Mtd3fwd R. Mackie.

Наукова новизна одержаних результатів.

1. Отримано нові експериментальні дані методами МТЗ і МВП у межах Кочерівської ділянки західної частини УЩ. Проведено їх обробку та розраховано інваріантні параметри передавальних операторів функцій відклику електромагнітного поля Землі в кожній точці, які були інтерпольовані і побудовані у вигляді псевдорозрізів.

2. Уперше побудовано детальну тривимірну геоелектричну модель земної кори та верхньої мантії Кочерівської ділянки західної частини УЩ ($50^{\circ} 40' - 49^{\circ} 15'$ пн. ш. і $28^{\circ} 50' - 30^{\circ}$ сх. д).

3. Уперше за результатами 3D геоелектричного моделювання виділено аномалії електропровідності в земній корі, що просторово співпадають з глибинними ЗР, які до 2 км представлені субвертикальними структурами, а глибше (5–11 км) – субгоризонтальною у вузлі перетину різнонаправлених (Самгородського, Погребищенського, Кочерівського, Великоерчиківського та ін.) розломів; підтверджено, що поза межами Кочерівської ділянки та у її північній частині в земній корі спостерігаються регіональні аномалії електропровідності – Чернівецько-Коростенська та Коростенська; вперше показано, що області аномально високого опору частково відповідають масивам кристалічних порід Волинського мегаблока в земній корі.

4. Набули подальшого розвитку уявлення про комплексну природу аномальної електропровідності, яка може бути зумовлена в межах Кочерівської ділянки УЩ графітизацією, сульфідизацією чи окварцюванням порід в зонах метасоматозу вздовж протяжних ЗР, та їх спряженість із зонами металогенічних рудних та нерудних проявів.

5. Показано, що узагальнюючою характеристикою осередків землетрусів УЩ є їх приуроченість до крайових границь низькоомних аномалій електропровідності. Вогнища землетрусів, як і аномалії високої електропровідності, в основному, корелюють з активними глибинними

тектонічними розломами і зонами зчленування різновікових геологічних структур.

Наукове та практичне значення одержаних результатів. Отримані дані щодо розподілу аномалій електропровідності земної кори Кочерівської ділянки західної частини УЩ можуть бути використані для побудови глибинних геолого-геофізичних моделей, пояснення і прогнозування розташування рудопроявів і можливих родовищ корисних копалин.

Дані про аномалії підвищеної електропровідності, які були отримані під час тривимірного моделювання, до глибини 11 км можуть застосовуватись при виділенні нових перспективних площ на рудопрояви корисних копалин. Геоелектрична модель земної кори може бути використана для побудови прогнозних металогенічних карт. Узагальнюючі характеристики осередків землетрусів і їх приуроченість до крайових границь корової частини низькоомних аномалій електропровідності можуть бути враховані при побудові регіональних схем сейсмічної небезпеки території України.

Окремі частини дисертаційної роботи використовуються в учбовому процесі ННІ «Інститут геології» Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Науково-практичні розробки дисертанта застосовуються в дослідженнях Інституту геофізики імені С.І. Субботіна НАН України.

Особистий внесок здобувача в основні роботи, виконані в співавторстві, визначаються наступним чином. Стаття [Габсатарова и др., 2016; Пігулевський та ін., 2017] – систематизація і аналіз макросейсмічних проявів землетрусів. Стаття [Кушнір та ін., 2018] – збір і обробка польових геоелектричних даних. Стаття [Бурахович и др., 2018] – збір і обробка польових геоелектричних даних, аналіз індукційних геоелектричних параметрів для різних періодів геомагнітних варіацій. Стаття [Ніколаєв та ін., 2019] – інтерпретація польових геоелектричних даних, побудова та аналіз псевдорозрізів позірного питомого опору і фаз імпедансу, аналіз індукційних геоелектричних параметрів для різних періодів геомагнітних варіацій, висновки. Стаття [Ільєнко та ін., 2019, 2020] – участь у постановці задачі, збір, систематизація, обробка та інтерпретація польових

геоелектричних даних, побудова та аналіз псевдорозрізів позірною питомого опору і фаз імпедансу, аналіз індукційних геоелектричних параметрів для різних періодів геомагнітних варіацій, висновки.

Апробація результатів дослідження. Основні положення дисертації апробувались на таких наукових конференціях: Четверта міжнародна науково-технічна конференція «Сучасні технології розробки рудних родовищ. Еколого-економічні наслідки діяльності підприємств ГМК» (Кривий Ріг, 2017); Международная научно-практическая конференция «Теория и практика разведочной и промысловой геофизики» (Пермь, 2018); XVIIth, XVIIIth, XIXth International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects» (Kyiv, 2018, 2019, 2020); VIII молодіжна наукова конференція «Ідеї та новації в системі наук про Землю» (Київ, 2019); VII Міжнародна наукова конференція «Геофізика і геодинаміка: прогнозування та моніторинг геологічного середовища» (Львів, 2019). У повному обсязі робота доповідалась на розширених засіданнях та семінарах Інституту геофізики імені С.І. Субботіна НАН України.

Публікації. Основні наукові результати та висновки, викладені у дисертаційній роботі, одержані автором особисто або у співавторстві та опубліковані у журналах, які входять до затвердженого МОН переліку наукових фахових видань України наук про Землю, та у іноземних виданнях. За темою дисертації опубліковано 15 наукових праць: 7 статей (6 входять до міжнародної наукометричної бази Web of Science) та 8 тез доповідей на міжнародних наукових конференціях.

Структура та обсяг дисертації. Дисертаційна робота викладена на 167 сторінках машинописного тексту, складається з анотації, вступу, 4 розділів, загальних висновків, списку використаних джерел. Обсяг основного тексту дисертації складає 133 сторінки друкованого тексту. Робота ілюстрована 52 рисунками. Список використаних джерел містить 128 найменувань.

Подяки. Автор висловлює глибоку подяку науковому керівнику, співавтору і наставнику д-ру геол. наук А.М. Кушніру за постійну всебічну підтримку, обговорення, спільну роботу при проведенні експериментальних досліджень,

дружню підтримку і поради при виконанні цієї роботи. Автор щиро вдячний співавтору і наставнику д-ру геол. наук Т.К. Бурахович за постійну всебічну підтримку, цінні поради, обговорення. Автор вдячний І.Ю. Ніколаєву за польові матеріали та роботу по проекту. Автор щиро вдячний канд. фіз.-мат. наук О.В. Кендзері за підтримку.

Автор висловлює подяку академіку НАН України В.І. Старостенку за надану можливість проведення наукових досліджень на базі Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України та підтримку в їх організації.

РОЗДІЛ 1

ГЕОЕЛЕКТРИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ПРИ ВИВЧЕННІ ГЛИБИННИХ ЗОН РОЗЛОМІВ

Магнітотелуричний (МТ) та комплексний до нього магнітоваріаційний (МВ) методи електромагнітного (ЕМ) зондування Землі [Бердичевский, Дмитриев, 2009] засновані на визначенні електричного опору земних надр за передавальними лінійними операторами зв'язку між різними компонентами природного змінного ЕМ поля.

Широкий частотний діапазон та висока енергетика ЕМ поля, яке генерується струмовими системами магнітосфери і іоносфери Землі, дають можливість на єдиній методичній основі вивчати геоелектричну будову різних структурних поверхів земної кори та верхньої мантії і вирішувати як окремі регіональні, так і пошуково-розвідувальні задачі. Принцип зондування забезпечує можливість вивчення середовища під високоомними і помірно струмопровідними екрануючими об'єктами. Структура збурюючого поля сприяє вирішенню задач моделювання або інверсії МТ/МВ даних у тривимірних (3D) неоднорідних середовищах, забезпечуючи детальне теоретичне відновлення ЕМ відгуків реальних геологічних об'єктів у модельному середовищі. Тобто методи геоелектрики виходять за межі простого картування аномалій електричного опору і побудови окремих геоелектричних розрізів і в міру розвитку методів 3D інтерпретації стають ефективним засобом об'ємного вивчення середовища.

За останні десятиліття МТ методи зазнали значного розвитку, розширивши області їх застосування. Одним із принципово нових напрямків можна виділити (в комплексі з іншими геофізичними методами) пошук і розвідку родовищ твердих корисних копалин [Варенцов и др., 2012; Smith, 2014]. У багатьох випадках МТ методи можуть виступати як засоби прямого пошуку масивів рудних об'єктів із зв'язаною підвищеною електропровідністю. Просторове розташування рудопроявів переважно має стійкий зв'язок із певними тектонічними зонами [Begg et al., 2010; Бурахович и др., 2015a]. Так, для УЩ над глибинними коровими

аномаліями електропровідності [Белявський и др., 2001; Бурахович и др., 2015а] виявлено численні рудопрояви і родовища. У цих умовах аналіз структури поширення корових провідників за матеріалами глибинних МТ зондувань в комплексі з іншими геолого-геофізичними та геолого-геохімічним даними дає змогу оцінити перспективи можливих рудопоявів. Проте використання методів магнітотелурики в геофізичних дослідженнях на стадії пошуку і розвідки корисних копалин не зводиться до безпосереднього виділення масивів мінеральних структур. При вивченні родовищ складної геологічної будови з невитриманим вмістом корисних копалин на перший план виходять завдання визначення та подальшого пошуку різних непрямих рудоконтролюючих ознак, а саме високоомних інтрузивних масивів певного складу або низькоомних розломних зон та ін.

За останні десятиліття методи геоелектрики досягли значного прогресу у підвищенні розподільчої здатності для глибин перших кілометрів, чому сприяв розвиток високоточної і компактної апаратури [Пристаї и др., 2014], відсутність громіздких штучних джерел ЕМ поля, стрімкий розвиток синхронних систем спостереження (пригнічуючих завади), прогрес в методах обробки МТ/МВ сигналів [Варенцов и др., 2012] та 3D інтерпретації даних [Mackie et al., 1994; Mackie, Booker, 1999]. Важливу роль у сучасному становленні методу відіграє методична спільність отримання параметрів провідності різних глибин та можливість застосування раніше накопиченої інформації при вирішенні конкретних геолого-геоелектричних задач [Бердичевский, Дмитриев, 2009].

Найповніший огляд раніше виконаних досліджень території України можна знайти в монографії [Белявский и др., 2001], яка присвячена результатам вивчення УЩ і Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) електромагнітними методами, або у серії статей, присвячених електромагнітним зондуванням різних геологічних структур України [Logvinov, 2015; Logvinov, Tarasov, 2018; Логвинов, Тарасов, 2019].

Інтенсивний розвиток методів чисельного 3D моделювання МТ полів дав поштовх для формування нових уявлень про глибинну геоелектричну будову

території України. Так, за результатами сучасних досліджень МТ/МВ методами побудовано тривимірну глибинну геоелектричну модель, що відображає неоднорідний розподіл ρ у надрах УЩ [Кулик, Бурахович, 2007; Бурахович и др., 2015a]. Вона включає в себе регіональні моделі добре відомої Кіровоградської аномалії в Інгульському мегаблоці та в Інгулецько-Криворізькій шовній зоні, Чернівецько-Коростенської аномалії у Подільському і Росинському мегаблоках та в південно-західному схилі УЩ. Також побудовано регіональну 3D модель західної частини Приазовського мегаблока [Анциферов, 2010; Кулик и др., 2010] і локальні: Кіровоградського рудного району [Николаев и др., 2013; 2014], Голованівської шовної зони (ГШЗ) [Бурахович, Ширков, 2015; Бурахович и др., 2015б] та її окремих детальних випадків – Троянківської та Тарасівської базит-метабазитових структур [Kushnir et al., 2020] і в районі Могилів-Подільської сейсмонебезпечної ділянки [Кушнір, Бурахович, 2019]. У роботі [Кушнір, Бурахович, 2012] наведено еволюцію розвитку уявлень про основні аномалії електропровідності УЩ, Волино-Подільської плити та їх схилів з огляду на сучасні геодинамічні прояви. У межах кімерійських утворень північної Добруджі та Переддобрудзького прогину [Старостенко и др., 2013; Burakhovych et al., 2015] побудовано регіональну геоелектричну 3D модель та локальну 3D модель острова Зміїний [Кушнір, Ширков, 2013].

1.1. Електричні властивості гірських порід

Величина і тип електропровідності гірських порід визначаються цілою низкою чинників, вирішальними серед яких є: фазовий і мінеральний склад порід, їх структура, температура та тиск. Породоутворюючі мінерали у більшості випадків є діелектриками, їх питомий електричний опір (ρ) перевищує десятки тисяч омметрів, газова фаза також є ізолятором для електричного струму [Кобранова, 1962]. Значення ρ для рідкої фази зазвичай на кілька порядків менше опору породоутворюючих мінералів, тому фактор флюїдонасиченості грає важливу роль у формуванні ρ гірських порід [Шепель, 2003].

Серед добре провідних мінералів (оксиди: кварц 10^{12} – 10^{16} Ом·м; магнетит 10^{-2} – 10^{-5} Ом·м; лімоніт 10^2 – 10^6 Ом·м; ільменіт 10^{-3} – 10^0 Ом·м; титаномагнетит 10^{-4} – 10^0 Ом·м; гематит 10^{-1} – 10^2 Ом·м та сульфіді: пірит 10^{-5} – 10^0 Ом·м; галеніт 10^{-5} – 10^0 Ом·м; халькопірит 10^{-4} – 10^{-1} Ом·м; піротин 10^{-6} – 10^{-4} Ом·м; молібденіт 10^2 – 10^3 Ом·м; нікелін 10^{-5} – 10^0 Ом·м) виділяються електрон провідні – рудні мінерали (сульфіді та оксиди деяких металів) і вуглефіковані/графітизовані породи (гнейси, сланці, алевроліти і пісковики) [Кобранова, 1962]. Досліди з визначення електропровідності порошку кварцу і графіту показали, що стрімке зменшення ρ настає при вмісті графіту від 7 %, а для перемежованих зволжених скляних пластинок – з 1,5 % рідини [Кашкевич, 2000]. Така ситуація пояснюється провідністю в порах крупнозернистого діелектрика при заповненні їх дрібнозернистим провідником та поверхневою провідністю, що пов'язана з наявністю плівок провідника. Сульфіді в земній корі складають приблизно 0,15 % від загальної маси і зустрічаються в різних породах у вигляді вкраплень, прожилок або масивних скупчень. Більшість сульфідів характеризується малими значеннями ρ – від 10^2 до 10^{-5} Ом·м відповідно, більша частина масивних сульфідних скупчень (сірчаний колчедан, різні поліметалічні, мідно-нікелеві, мідні та піротинові руди) є досить хорошими провідниками [Шеремет, 2011]. Помітне підвищення електричного опору порід спостерігається при вмісті в них сульфідів нижче 5–10 % і пояснюється пов'язаністю струмових каналів за умови гальванічного зв'язку між мінералами з високою провідністю.

Висока електропровідність в корі може викликатися вмістом провідників твердої фази, особливо графітами, що формують широкомасштабні області електропровідності під стабільними геологічними регіонами. Розсоли теж вносять як свій незалежний, так спільний внесок з твердими провідниками у загальну картину підвищеної провідності [Shankland, Ander, 1983].

1.2. Геоелектричні дослідження кристалічних щитів докембрійських утворень

Більшість тектонічних порушень пов'язано з рудопроявами корисних копалин та, власне, з родовищами корисних копалин і не лише рудних. У багатьох випадках розломи певного виду є основною рудоконтролюючою ознакою. Наприклад, в границях Субботсько-Мошоринської зони розломів (ЗР) ГШЗ УЩ локалізуються рудопрояви графіту, урану, хрому, золота, залізних руд, нікелю, рідкоземельних елементів. У районі Тальнівської ЗР розташовуються рудні поля: Хашуватське, Заваллівське і Савранське, що містять родовища і рудопрояви залізних руд, нікелю, графіту, кобальту, золота та ін. До Первомайської ЗР приурочені рудопрояви залізних руд і рідкоземельних елементів [Николаев и др., 2013, 2014; Бурахович и др., 2015 а]. Тоді як всі масивні мідно-нікелеві родовища Норильської рудної зони, що локалізуються в придонних частинах диференційованих інтрузій габро-долеритів, приурочені до різнонаправлених розломів. Основним розломом, який контролює інтрузії з промисловими родовищами, є Норильсько-Хараєлахський. З ним асоційовані шість із семи великих родовищ [Андреева и др., 2006]. У деяких ситуаціях приуроченість до розломних зон є однією з найважливіших пошукових ознак зон зруденінь. Особливий інтерес викликають області перетину двох глибинних розломних зон, що характеризуються підвищеною проникністю земної кори [Begg et al., 2010]. Зони тектонічних порушень переважно характеризуються низькими значеннями опору порівняно із вміщуючими породами. Це пов'язано як із підвищеною тріщинуватістю та флюїдами, так і з наявністю графітових плівок. Розломи з аномальною електропровідністю впевнено виділяються за допомогою методів геоелектрики, визначаються їх ширина, положення верхньої кромки, глибина залягання, простягання і у деяких випадках – нахил розломної зони [Бердичевский, Дмитриев, 2009; Варенцов и др., 2012].

Велика кількість рудних родовищ пов'язана з інтрузивними утвореннями. Наприклад, у деяких випадках магматичні інтрузії Рудного Алтаю

характеризуються перевідкладенням рудної речовини з утворенням вкраплень і жильних родовищ всередині гранітних інтрузивних масивів. Електричні властивості інтрузивних утворень можуть суттєво відрізнятися в залежності від складу та структури. Зазвичай, інтрузивні тіла відрізняються більш високими опорами відносно вміщуючих порід. Однак окремі частини інтрузій, що містять значну кількість електропровідних включень, можуть відзначатись зниженим електричним опором [Андреева и др., 2006]. Таким чином, мінералізовані ЗР можуть характеризуватися не лише підвищеною провідністю по відношенню до вміщуючих порід, а й підвищеним опором. Така ситуація дає змогу вивчати загальну структуру та неоднорідність інтрузивних тіл за їхніми електричними властивостями в межах ЗР.

На основі комплексу геофізичних досліджень в роботі [Кашкевич, 2000] показано, що графітізовані глибинні розломи докембрійського кристалічного фундаменту проявляються у вигляді інтенсивних локальних аномалій низького опору (одиниці омметрів на фоні 5–10 тисяч омметрів, навіть якщо об'ємний вміст графітової речовини становить близько 1 %), які формують протяжні регіональні аномалії. Джерело таких аномалій провідності і природного електричного поля слугують тонкі протяжні вуглецеві плівки на границях зерен порід, що сформувалися на глибині 3–5 км в період активної тектонічної діяльності за рахунок надходження флюїдів, які містили вуглець.

Магнітоваріаційні дослідження Воронежського кристалічного масиву [Груздев, Жаворонкин, 2015] вказують на те, що локальні аномалії електропровідності літосфери просторово і генетично пов'язані з активними глибинними розломами. Провідні об'єкти, з якими пов'язані аномалії, обумовлені інтенсивною насиченістю високомінералізованим флюїдом області дилатанції в зонах глибинних розломів. В корі Воронежського кристалічного масиву виявлено ряд локальних аномальних зон підвищеної електропровідності, пов'язаних із такими розломами, як Обоянський, Тамбовський, Павлівський, Губкінський, Білгородсько-Михайлівський, Лосівсько-Мамонський та інші [Варенцов и др., 2012].

За даними магніотелуричних досліджень західної частини архейського кратону Слейв на Канадському щиті [Spratt et al., 2009] виділяють дві аномалії провідності. Одна з яких неглибока аномалія (< 2 км) з провідністю $10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, знаходиться на границі метаседиментаційних відкладів і кислих магматичних гірських порід. Друга аномалія провідності занурюється на схід не менше як на 30 км, з максимальною провідністю ($10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) до глибини 10 км, просторово аномалія співпадає з зоною розломів Вест-Бей-Індін (West-Bay-Indin), її провідність пов'язують із сульфідною мінералізацією. Опір вміщуючих порід земної кори становить в середньому $10000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Дослідження в південній частині кратону Голер (Gawler), в межах півострова Ейр (південна Австралія) магніотелуричним методом [Curtis, Thiel, 2019] виявило серію глибинних провідників, які відповідають глибинним розломам. Так, на сході півострова Ейр виділено великий провідник у верхній мантії та корі (приблизно $100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), який простягається від середини земної кори до нижньої частини Мохо (під розломом Роопена), круто занурюючись на захід. У центрі півострова виділено систему вузьких провідників, які занурюються з поверхні до Мохо та співпадають із системою розломів на поверхні (від 10 до $100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$). Східний край цієї системи пов'язаний з лінійним провідником, що занурюється на захід та простягається із глибини 25 км до поверхні, він співпадає з розломом Кемел Хіл (Camel Hill). Також від цієї структури відходять субвертикальні лінійні електропровідні зони, що занурюються на захід та збігаються з положенням глибинних розломів субмеридіонального простягання Пікакс (Pickaxe), Джангл Дам (Jungle Dam) та Шол Пойнт (Shoal Point). Дугоподібна провідна структура (декілька сотень $\text{Ом}\cdot\text{м}$) на заході півострова, яка простягається від поверхні до Мохо, збігаючись із положенням глибинних розломів Мелалука (Melaleuca) та Алалоне (Allalone), з'єднується із струмопровідною зоною в нижній корі. Глибину ширшої області підвищеної провідності, що проходить під цими дугоподібними провідниками в літосферну мантію, неможливо виділити через властиву нечутливість методу магніотелурики під провідниками. Широка зона вміщуючих порід високого

опору ($>10000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) лежить в основі провідної структури та досягає поверхні східніше розлому Кемел Хіл.

Численні роботи по дослідженню методом МТЗ глибинної будови Балтійського щита показують [Ковтун, 1997; Vaittinen et al., 2012; Cherevatovaa et al., 2015], що майже кожна зона розломів на глибинах 5–10 км характеризується підвищеними значеннями опору. Але при цьому провідник на глибині зміщений на південний захід від виходу розломів на поверхню.

При вивченні будови УЩ МТ/МВ методами та подальшому 3D моделюванні [Бурахович и др., 2017] було виявлено субвертикальні низькоомні аномалії уздовж протяжних зон розломів: Брусилівської, Звенигородсько-Братської, Субботсько-Мошоринської, Тальнівської, Первомайської, Кіровоградської, Західноінгулецької, Криворізько-Кременчуцької, Азово-Павлоградської, Центрально-Приазовської, Грузько-Еланчикської та ін. Природа аномалій підвищених значень σ на глибинах до 2,5 км обумовлена наявністю асоціації мінералів (сульфідів, графіту) в зонах метасоматично перетворених порід, що призводить до утворення рудної мінералізації (уран, золото, рідкісні метали). Аномалії підвищеної провідності σ в земній корі на глибинах 5–30 км і верхах верхньої мантії 50–120 км, найімовірніше, відображають сліди впливу сучасних мантійних флюїдів.

1.3. Методичні розробки 3D моделювання глибинних розломів

Дослідження геоелектричних параметрів таких структур, як зони розломів вимагають застосування особливого методичного підходу, який дещо відрізняється від моделювання шаруватих середовищ, що характеризуються відносно латеральним простяганням горизонтів із підвищеною провідністю. Ця відмінність полягає в геометрії таких провідних розломних структур, які представляють собою субвертикально залягаючі тіла і відрізняються від вміщуючого простору високою (кілька порядків) електропровідністю. Ці особливості вивчалися багатьма вченими, зокрема М.Н. Бердичевським,

В.І. Дмитрієвим, В.А. Куликовим, В.П. Борисовою, Н.С. Голубцовою. Було виявлено, що розломні структури мають високу електропровідність, яка виходить на рівень провідності осадової товщі та забезпечує вертикальний перерозподіл телуричних струмів. Таким чином, включається більш-менш потужний механізм, який підвищує чутливість магнітотелуричного поля до корових і мантійних провідних зон. Ці дослідження було зроблено в рамках двовимірних уявлень, коли можна розділити магнітотелуричне і магнітоваріаційне поля на дві моди: поперечну і поздовжню. У тривимірному випадку ситуація істотно ускладнюється, тому необхідно вирішити деякі питання, пов'язані з чутливістю магнітоваріаційного профілювання в умовах різкого обмеження витягнутості провідників.

Методи магнітотелурики при відповідних спостереженнях здатні дати об'ємну геоелектричну модель геологічного середовища. Такі побудови особливо важливі, коли корінні породи і мінералізовані розломи, рудні об'єкти то що перекриті потужними осадовими відкладами. Вивчення структури та складу порід складчастої основи і виділення рудовмісних товщ ведеться з урахуванням оцінок сумарної поздовжньої провідності і потужності осадових відкладів. При наявності передумов приуроченості рудних родовищ до певних геологічних структур їх прослідковування в межах контролюючих розломів стає важливою пошуковою задачею. Це завдання досить точно можна вирішувати за допомогою методів геоелектрики за умови значної диференціації електропровідності. Під екрануючими осадовими відкладами забезпечується не тільки простежування об'єктів в плані, але й можливість визначення їх глибинного положення.

Глибинні флюїдонасичені та графітізовані розломи утворюють канали з підвищеною електропровідністю, які перетинають високоомну літосферу та забезпечують вертикальний перерозподіл надлишкових струмів. Цей простий фізичний механізм нормалізує електромагнітне поле, спотворене приповерхневими неоднорідностями, та підвищує чутливість магнітотелуричних і магнітоваріаційних функцій відгуку до корових та мантійних зон високої провідності [Бердичевский, Дмитриев, 2009; Куликов, 2016].

Якби сітка глибинних розломів з високою провідністю, які перетинають континентальну літосферу, не була достатньою мірою густою, магнітотелуричні дані складались би з однорідних дзвоноподібних кривих позірною опором.

У роботі [Waideit, 1977] введено поняття про концентрацію струму в низькоомних витягнутих структурах, розломах. Індуковані в Землі струми концентруються в провідних каналах та створюють аномальне магнітне поле, яке може суттєво відрізнятись від нормального магнітного поля, що спостерігається в навколишньому середовищі. Вважається [Бердичевский, Дмитриев, 2009], що цей ефект є тривимірним. Корові шари, зони розломів і осадова товща утворюють замкнений провідний контур. Через це дослідження навіть елементарних тіл в 3D випадку істотно ускладнюється.

Для побудови тривимірної моделі конкретного регіону необхідно сформулювати специфічні методичні підходи, які будуть враховувати особливості, характерні саме для цього моделювання. У нашому випадку, коли мова йде про геоелектричні структури глибинних ЗР кристалічного щита, які відрізняються невеликими, але істотно диференційованими поверхневими електропровідними структурами поблизу регіональних провідних поверхневих структур, існуванням провідних розломів поверхневого закладання, впливом регіональних аномалій високої електропровідності в земній корі тощо, потрібно вирішити наступні методичні питання.

1. Кількісно оцінити величини шифт-ефекту на криві МТЗ і його вплив на інтерпретацію експериментальних даних.
2. Кількісно оцінити вплив на дані МВП і МТЗ приповерхневих структур, тривимірних провідних розломів поверхневого закладання.
3. Вивчити вплив і роль регіональних провідних структур у побудові локальної тривимірної моделі (за даними МВП).

При перетині електричним полем індукованих струмів латеральних границь розділів приповерхневих провідників на цих границях виникають додаткові заряди, що не залежать від періодів варіацій природного електромагнітного поля. У результаті вхідний імпеданс у всьому діапазоні частот пропорційно

збільшується або зменшується. Це явище називається шифт-ефектом і воно спотворює криві МТЗ в порівнянні з моделлю горизонтально-шаруватого середовища.

Було побудовано ряд моделей. Нижче наведені результати розрахунків електромагнітних полів і аналіз отриманих результатів.

Перша модель (MOD 1) є приповерхневою областю аномально низького питомого електричного опору ($\rho = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) на тлі нормального горизонтально-шаруватого розрізу, у якого верхній шар має $\rho = 1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Геометричні розміри цієї структури: призма – провідник з горизонтальними розмірами $10 \times 10 \text{ км}^2$, потужністю 0,5 км.

Друга модель (MOD 2) відповідає вертикальному розлому і є призмою ($\rho = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) з горизонтальними розмірами $1 \text{ км} \times 20 \text{ км}$, потужністю 10 км, з глибиною залягання верхньої кромки – 10 км.

Третя модель (MOD 3) є сукупністю першої і другої моделей, причому поверхневий і глибинний провідники не з'єднані гальванічно.

У четвертій (MOD 4) моделі поверхневий і глибинний провідники гальванічно пов'язані.

У п'ятій моделі (MOD 5) вертикальний розлом витягнутий на 200 км і гальванічно з'єднаний з поверхневою аномалією провідності розмірами $10 \times 10 \text{ км}^2$.

Аналіз розрахованих магнітотелуричних параметрів було проведено в трьох точках ($x = -16500 \text{ м}$, -3500 м і -250 м) за профілем, що перетинає структуру у напрямку x в центрі моделі ($y = 0 \text{ м}$) (рис. 1.1–1.10). Найвіддаленіша від центру моделі точка ($x = -16500 \text{ м}$) розташована над областю з нормальною горизонтально-шаруватою структурою. Дві точки, що залишилися, характеризують зони приповерхневої області (-3500 м) і глибинного провідника, що моделює розлом (-250 м).

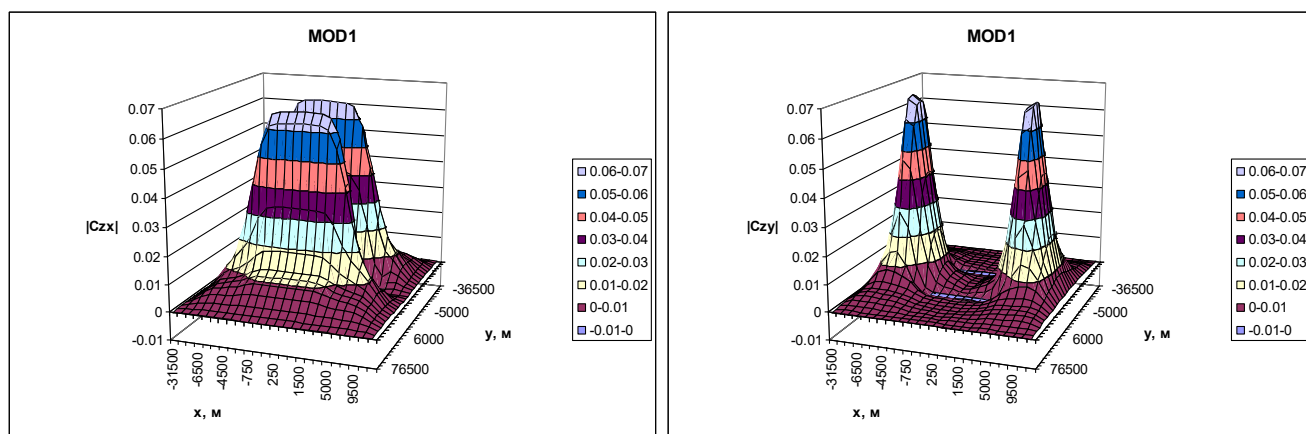


Рис. 1.1. Індукційні параметри $|C_{zx}|$ та $|C_{zy}|$ (модель MOD 1).

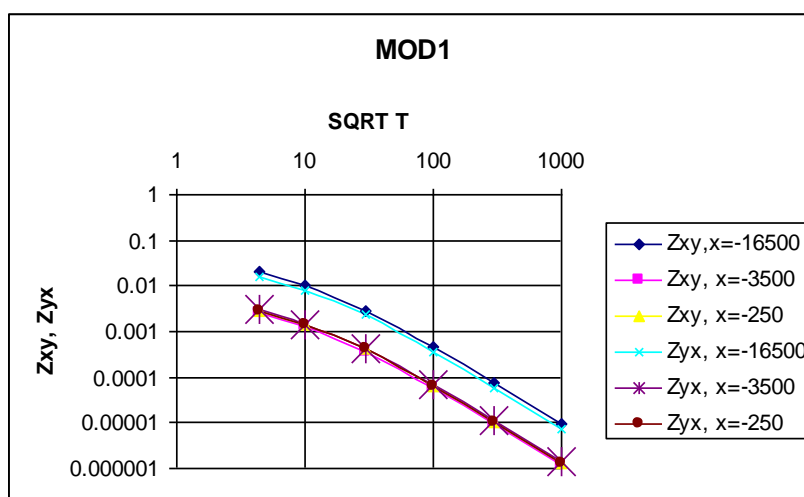


Рис. 1.2. Частотні характеристики імпедансу Z_{xy}^k і Z_{yx}^k (модель MOD 1).

Індукційні параметри $|C_{zx}|$, $|C_{zy}|$ моделі MOD 1 характеризуються насамперед невеликими величинами (рис. 1.1). Вони не відрізняються один від одного, і це відповідає загальним уявленням про формування аномальних струмів. Їх максимуми відображають границі аномальної області, а мінімуми розташовані в центрі ізометричної фігури.

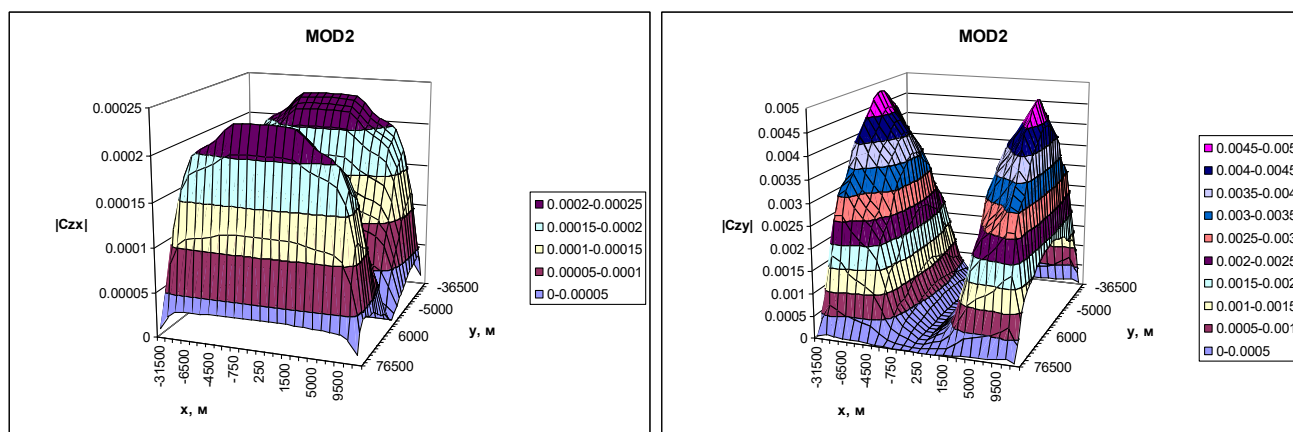


Рис. 1.3. Індукційні параметри $|C_{zx}|$ та $|C_{zy}|$ (модель MOD 2).

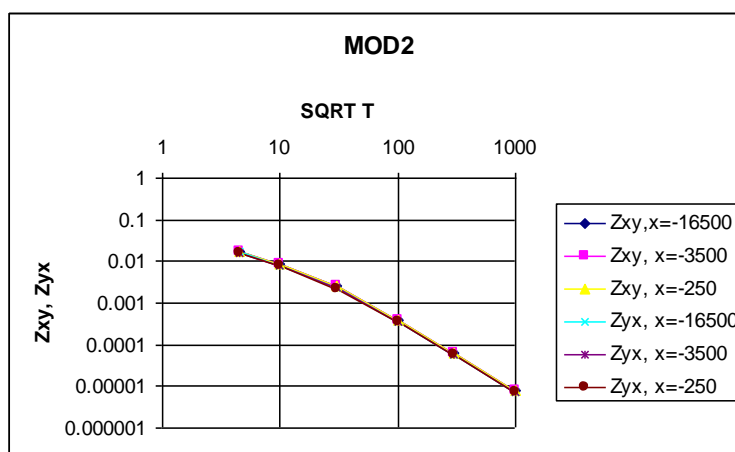


Рис. 1.4. Частотні характеристики імпедансу Z_{xy}^k и Z_{yx}^k (модель MOD 2).

Частотні характеристики імпедансів Z_{xy}^k , Z_{yx}^k уздовж відповідних напрямків відображають вплив надлишкових зарядів на границях розділів електропровідності, які проявляються у вигляді шифт-ефекту. На рис. 1.2 видно, що криві імпедансу ($x = -3500$ і -250), розташовані в зоні приповерхневої аномалії, скинуті на цілий порядок вниз у порівнянні з аналогічними кривими в горизонтально-шаруватому середовищі у всьому діапазоні періодів в результаті шифт-ефекту, спричиненого приповерхневою аномалією з високою провідністю.

Індукційні параметри $|C_{zx}|$, $|C_{zy}|$, отримані від другої моделі (MOD 2), надзвичайно малі (рис. 1.3). А криві імпедансу навіть над самою аномалією не

реагують на глибинну неоднорідність в обох напрямках (рис. 1.4). Це пов'язано з невеликими, щодо глибини залягання, розмірами провідної неоднорідності.

Сукупність глибинної та поверхневої аномалій не приводить до істотної зміни величин $|C_{zx}|$, $|C_{zy}|$ і Z_{xy}^k , Z_{yx}^k . Аномальне поле моделі MOD 3 (рис. 1.5 і 1.6) визначається тільки приповерхневою неоднорідністю і обмежене за простяганням. Глибинний розлом не проявляється в магнітоваріаційних і магнітотелуричних даних.

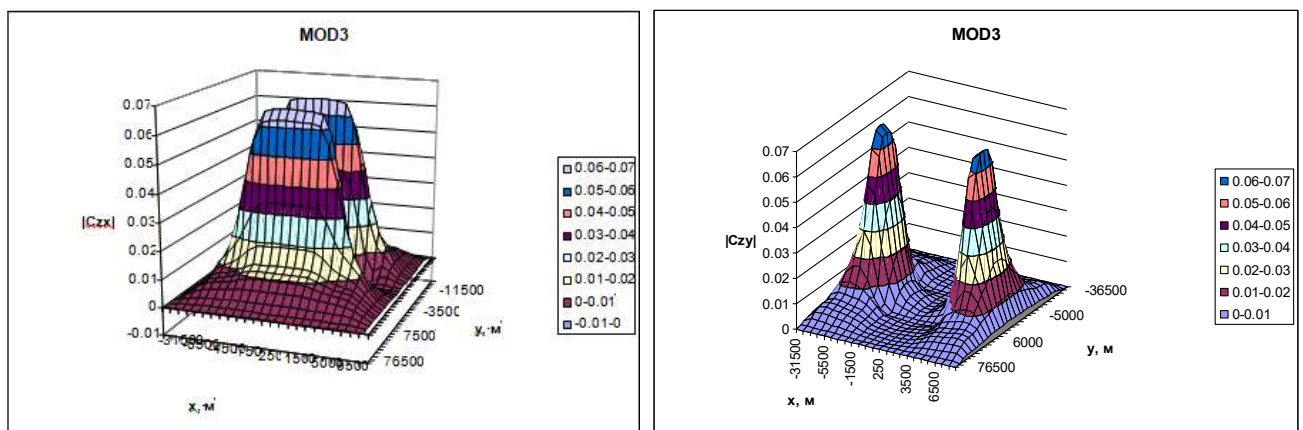


Рис. 1.5. Індукційні параметри $|C_{zx}|$ та $|C_{zy}|$ (модель MOD 3).

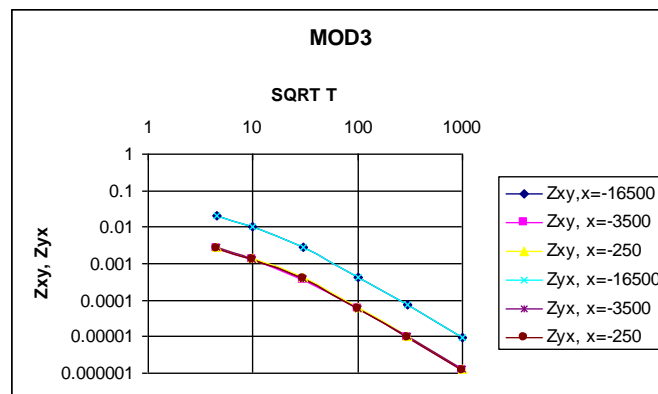


Рис. 1.6. Частотні характеристики імпедансу Z_{xy}^k та Z_{yx}^k (модель MOD 3).

Якщо глибинний і приповерхневий провідники гальванічно сполучені (MOD 4), то в індукційному параметрі $|C_{zy}|$ спостерігаються суттєві зміни

(рис. 1.7). З'являються сліди глибинного провідника. У той же час криві імпедансу не реагують на глибинний провідник (рис. 1.8).

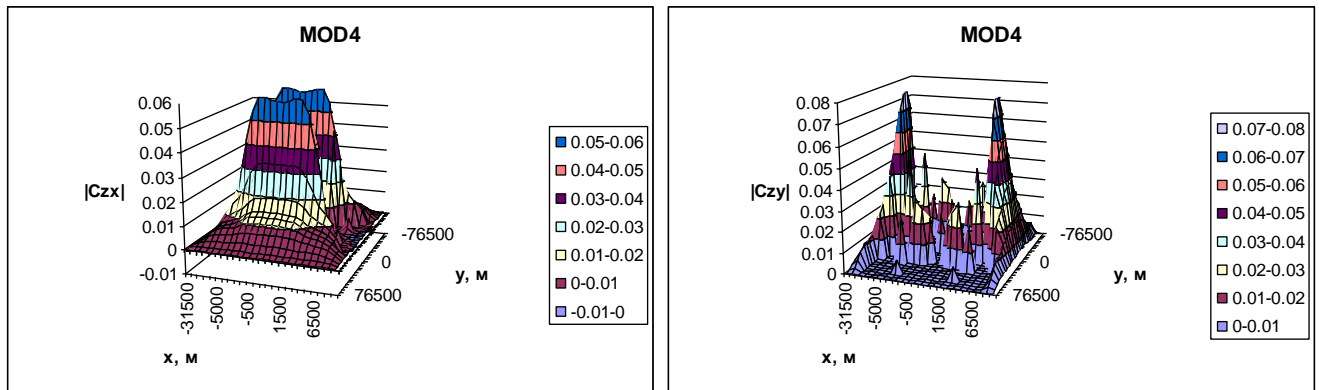


Рис. 1.7. Індукційні параметри $|C_{zx}|$ та $|C_{zy}|$ (модель MOD 4).

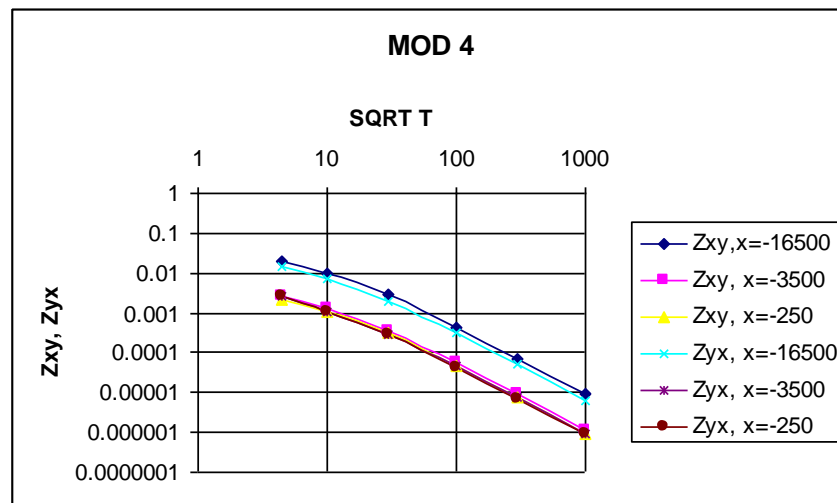


Рис. 1.8. Частотні характеристики імпедансу Z_{xy}^k та Z_{yx}^k (модель MOD 4).

Модель MOD 5 істотно відрізняється від усієї попередньої серії. Насамперед з'являється можливість ввести поняття поперечної і поздовжньої поляризації первинного поля відповідно до видовженості глибинного провідника. Аномальне магнітоваріаційне поле збільшено в кілька разів для $|C_{zy}|$ - поздовжньої, щодо витягнутості глибинної неоднорідності, поляризації первинного поля (рис. 1.9). Для поперечної поляризації параметр $|C_{zx}|$ не змінився в порівнянні з розрахунками для моделей MOD 1 та іншими. На поперечних кривих Z_{yx}^k

з'являється шифт-ефект (рис. 1.10), але цікавою особливістю є те, що він проявився і на поздовжніх кривих Z_{xy}^k .

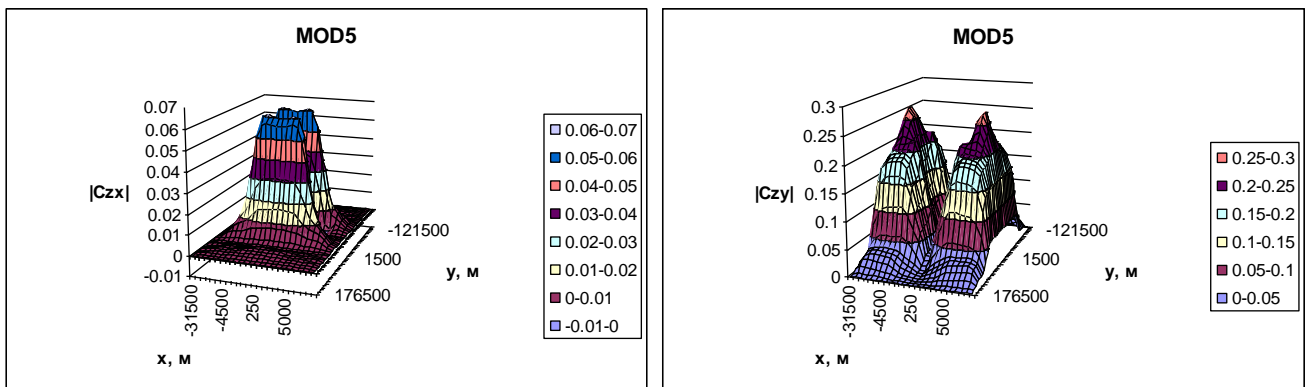


Рис. 1.9. Індукційні параметри $|C_{zx}|$ та $|C_{zy}|$ (модель MOD 5).

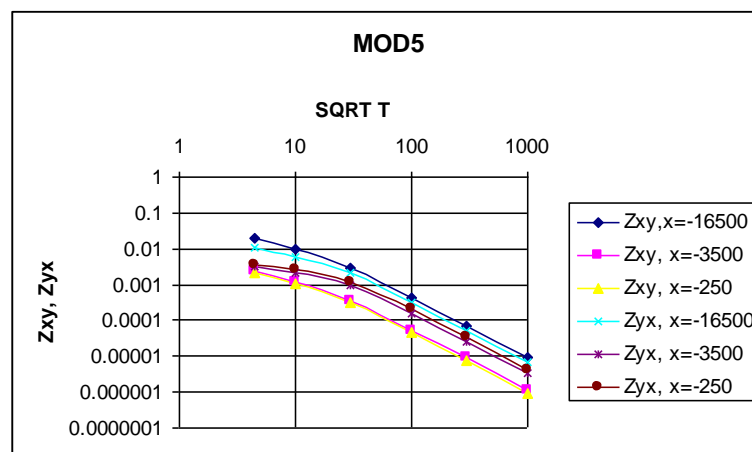


Рис. 1.10. Частотні характеристики імпедансу Z_{xy}^k та Z_{yx}^k (модель MOD 5).

Вищенаведені розрахунки і їх аналіз свідчать про наступне:

1. На криві МТЗ особливий вплив мають тривимірні приповерхневі аномалії електропровідності, які ускладнюють інтерпретацію глибинного розрізу.
2. Провідні розломні зони можуть відобразитися в даних МТЗ і МВП тільки в умовах суттєвої витягнутості.
3. Найбільша інформація про існування вертикальних розломів з високою провідністю зосереджена в індукційних параметрах.

1.4. Сучасні підходи до використання методів геоелектрики при вивченні глибинних зон розломів

На сьогодні методи магнітотелурики можна вважати одними з провідних розділів загальної та прикладної геофізики. Електромагнітні поля, індуковані в Землі джерелами іоносферно-магнітосферного походження, дають змогу отримати унікальну інформацію про глибинну геоелектричну будову геологічного середовища, а також про фізико-хімічні процеси, що протікають чи протікали в її надрах.

Метод магнітотелуричного зондування (МТЗ) вивчає лінійний зв'язок між горизонтальними ЕМ полями в одній точці, що виражається оператором імпедансу Z . В основі методу лежить індукційний принцип, що ґрунтується на явищі скін-ефекту – пропорційній залежності глибини проникнення ЕМ поля від періоду (T) коливань. У методі МТЗ зазвичай використовують тензор імпедансу $[Z]$ для моделі горизонтально-шаруватого середовища, який визначається із співвідношень між горизонтальними (тангенціальними) компонентами електричного та магнітного полів: $E_{\tau} = [Z] H_{\tau}$ (умова Леонтовича) де $E_{\tau} = E_x, E_y$, $H_{\tau} = H_x, H_y$. За модулем $|Z|$ розраховується ефективний (позірний) опір геоелектричного розрізу: $\rho_{\tau} = [Z]^2 / \omega \mu \approx 126,7 \cdot 10^3 [Z]^2 T$, де $\omega = 2\pi/T$ – кругова частота, $\mu = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м – абсолютна проникність вакууму. У неоднорідних середовищах аналізуються тензорні амплітудно-фазові оцінки імпедансу, що містять різноманітну інформацію про будову середовища, включаючи характеристики її розмірності і головних структурних напрямків [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Амплітудні оцінки імпедансу перетворюються в параметри позірної опоры і забезпечують фізично змістовну візуалізацію геоелектричного середовища. Однак суттєвою проблемою МТ методу залишаються сильні спотворення цих оцінок приповерхневими гальванічними ефектами, що приводять до систематичного зсуву кривих позірної опоры в усьому частотному діапазоні.

Класичним прийомом виключення цього ефекту є перерахунок кривих ρ_n на деякий рівень. Таким рівнем слугують дані глобального магнітоваріаційного зондування, отримані при аналізі добових, 27-денних, річних та 11-річних варіацій геомагнітного поля характерних геологічних одиниць. Однак така методика передбачає особливі вимоги до практичних кривих зондування, які повинні бути отримані у широкому діапазоні періодів електромагнітного поля Землі. Слід зауважити, що аналіз багатьох МТЗ вказує на дуже складну картину спотворень МТ поля. Практично неможливо виділити в чистому вигляді на експериментальних кривих МТЗ той чи інший тип спотворень. Крім того, нормалізація МТ кривих не завжди надійна, але у більшості випадків пов'язана з втратою корисної інформації.

Для придушення гальванічних спотворень в сучасній магнітотелуриці на перший план виступає вивчення фазових компонентів імпедансу [Варенцов и др., 1996, 2012; Ernst et al., 2008; Бердичевский, Дмитриев, 2009; Бердический и др., 2010]. Важливим новим елементом такої інтерпретації є перехід до аналізу фазового тензора імпедансу $\Phi = [\text{Re } \bar{Z}]^{-1} \text{Im } \bar{Z}$, який при побудовах не чутливий до гальванічних спотворень на відміну від матриці, в якій використано дійсні незалежні частотні елементами [Caldwell et al., 2004].

На сьогодні бурхливо розвивається перехід до двовимірних і тривимірних інтерпретаційних моделей. У рамках багатовимірних концепцій геологічного середовища ведеться роздільний або спільний аналіз позірних опорів і фаз імпедансу для двох мод ЕМ поля: Е-поляризації (з електричним полем вздовж простягання структур) і Н-поляризації (з електричним полем поперек простягання). Чутливість наведених мод до різних елементів геоелектричних структур може мати суттєві відмінності. Цей напрямок досліджень розвинуто в роботах М.С. Жданова, В.І. Дмитрієва, В.В. Спічака, І.М. Варенцова, Н.Г. Голубєва, А.В. Кувшинова, Е.Ф. Файнберга, Б.Ш. Зінгера, П. Вайдельта, С. Парка, Р. Маккі, П.Е. Ванамекера та ін.

Метод магнітоваріаційного профілювання (МВП) засновано на вивченні тензора Візе–Паркінсона W_z (типера), що розраховується із співвідношення між вертикальною та тангенціальною складовими змінного геомагнітного поля $H_z = [W] H_\tau$, де $[W] = [W_{zx}, W_{zy}]$. Для візуалізації геоелектричних аномалій будуються індукційні вектори (реальний – $\text{Re}W$ та уявний – $\text{Im}W$). Реальні вектори (в класичному розумінні тензора Візе–Паркінсона) спрямовані від потужних електропровідних структур. Особливістю МВ методу є нечутливість до гальванічних спотворень [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Тому при стандартних п'ятикомпонентних спостереженнях електромагнітного поля (двох горизонтальних електричних – E_x, E_y і трьох магнітних компонент – H_x, H_y, H_z) доцільно незалежно аналізувати дані типерів, а потім вести спільну інтерпретацію МТ і МВ даних, тим самим краще пригнічуючи статичні спотворення і об'єднуючи специфічні фактори чутливості обох методів. Кут між частинами комплексного типера є магнітоваріаційним параметром асиметрії і у випадку двовимірної структури вони колінеарні та перпендикулярні її простягання. У випадку порушення колінеарності між $\text{Re}W$ та $\text{Im}W$ кут між ними свідчить про тривимірну характеристику середовища. Такий підхід до інтерпретації можна вважати загальноприйнятим при вивченні складнобудованих багатовимірних середовищ [Варенцов и др., 1996; Ваньян и др., 2002; Бердичевский, Дмитриев, 2009].

На основі уявлення про геологічне середовище як відкриту нелінійну дисипативну динамічну систему [Шуман, 2012] розвиваються нові підходи до зміни «детерміністичної» парадигми вивчення геологічного середовища та динамічних процесів в ньому на парадигму нестационарних флуктуацій геофізичних полів як природнього фізичного явища, що не потребує спрощеного підходу до їх опису. Можна уявити, що нелінійні електромагнітні процеси, які мають широкий спектр проявів, можуть бути ефективно використані при вирішенні актуальних задач геофізики. Так, на відміну від класичних уявлень [Бердичевский, Дмитриев, 2009], в роботах [Шуман, 2006, 2007, 2010; Шуман, Савин, 2011] запропоновано нелокальну векторну тотожність імпедансного типу

для гармонійного електромагнітного поля на поверхні сферичної Землі і на його основі виведено систему точних скалярних рівнянь, що визначають цю поверхню. Перші розрахунки скалярних імпедансів на основі співвідношень електродинаміки матеріальних середовищ, які враховують неоднорідність зовнішнього джерела і сферичну симетрію Землі, для чисельних моделей елементарних електропровідних структур наведено у статті [Причепий, 2014].

Метод синхронних МТ/МВ зондувань передбачає визначення і аналіз синхронних передавальних операторів. На практиці переважно застосовуються горизонтальний магнітоваріаційний (М) та з багатьма обмеженнями локальний телуричний (Т), що зв'язують горизонтальні компоненти відповідного електромагнітного поля, синхронно виміряного у двох пунктах: польовому і базовому, віддалено від досліджуваних аномалій [Варенцов и др., 2012]. Горизонтальний магнітний тензор [М] відображає зміну геоелектричного середовища між базисною (опорною) і польовою точкою: $H_t(r) = M(r, r_B) H_t(r_B)$. Найчіткіше уявлення про будову середовища в околиці польової точки отримуємо у випадку, коли базова точка розміщена в горизонтально однорідній області, яка характеризується нормальним магнітним полем $H_t(r_B) = H_t^N$. Головні значення тензора горизонтального аномального магнітного поля M_{yy} і M_{xx} визначають розмірність і орієнтацію структури. За теорією про горизонтально-шарувату Землю маємо $\|M\| = \sqrt{2}$, зони з $\|M\| > \sqrt{2}$ відповідають зонам пониженого опору, а $\|M\| < \sqrt{2}$ – високого [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Оператор М стійкий до гальванічних спотворень і має суттєві переваги в порівнянні з використанням оператора W_z на основі типера. Зокрема, амплітудні і фазові компоненти горизонтального оператора М дають в плані виразні локальні аномалії над об'єктами низького опору і забезпечують їх картування, в той час як амплітуди типера в цих областях, особливо в їх центральних зонах, малі і оцінюються найменш стійко [Варенцов и др., 2012].

Синхронні МТ/МВ зондування на сьогодні важливі не лише для визначення синхронних передавальних операторів, але і для надійного оцінювання – імпедансу і типера. Використання в процедурах обробки даних додаткових

горизонтальних магнітних спостережень у віддалених пунктах дає можливість істотно знизити вплив техногенних завад навіть значної інтенсивності в пункті зондування, але досить малих у віддаленому референтному пункті. Сучасні алгоритми обробки МТ/МВ даних засновані на принципах узагальненого гармонічного аналізу і робастних методах лінійного оцінювання в частотній області. Перевагою такого підходу є можливість автоматизованого відбраковування елементів, які негативно впливають на кінцеві оцінки операторів [Варенцов и др., 2003, 2012]. Після відбракування некондиційних записів та придушення завад (процедури препроцесінгу) проводиться послідовний аналіз Фур'є заданих діапазонів вікон варіацій і накопичення лінійних рівнянь, що пов'язують спектральні компоненти електромагнітних полів та їх похідних для кожного конкретного інтервалу періодів оцінювання (вікон). Отримані надлишкові системи рівнянь вирішуються частинами з подальшим осередненням чи цілком. Такий підхід реалізується за допомогою програмного комплексу PRC_MTMV, розробленого ЦГЕМІ ІФЗ РАН [Varentsov, 2007a, b]. Профільні і площадні системи синхронної п'ятикомпонентної реєстрації ЕМ полів розширюють можливості придушення приповерхневих гальванічних спотворень та надають додаткові інструменти при вирішенні структурних або пошуково-розвідувальних геофізичних задач [Varentsov, 2007b; Bubnov et al., 2007; Ernst et al., 2008; Варенцов и др., 2012; Kushnir et al., 2020].

На сьогоднішній день загальну тенденцію розвитку МТ методів формально виражено М.С. Ждановим в роботі [Zhdanov, 2010]: «Майбутній розвиток ЕМ методів буде заснований на нових відкриттях в області вимірів, обробки та інтерпретації даних. Майбутній успіх ЕМ-методів буде пов'язаний із розвитком площадних систем спостереження, аналогічних сейсмічним системам збору даних. У розвитку інтерпретації: швидке та точне тривимірне моделювання, швидка обробка зображень, великомасштабна тривимірна інверсія».

Система спостережень та апаратура експериментальних досліджень МТ/МВ методами. Сучасна МТ апаратура [Пристай и др., 2014] забезпечує ефективну синхронізацію вимірів у багатьох польових пунктах спостережень. На

сьогоднішній день стандартною технологією МТ/МВ зондувань вважаються синхронні спостереження кількома комплектами апаратури за системою профілів уперек передбачуваного простягання досліджуваних структур або з їх досить рівномірним площадним покриттям. Одна з точок спостереження фіксується на периферії досліджуваної площі, на віддаленні від яскравих аномалій електропровідності і по можливості – від потужних джерел ЕМ перешкод. Результати МВ спостережень у цьому віддаленому референтному пункті використовуються для придушення завад в синхронних схемах оцінювання імпедансу і типера, для всіх інших рядових пунктів спостереження, а також як базові при визначенні горизонтальних МВ відгуків.

Стандартна технологія МТ/МВ дослідження включає в себе виміри п'яти компонентів природного ЕМ поля Землі в діапазоні частот від 0,05 до 8,00 Гц з тривалістю спостережень понад добу. У цій дисертації використано дві автоматичні цифрові п'ятикомпонентні довгоперіодні станції серії LEMI-417 (011) та (A22), які розроблені у Львівському інституті космічних досліджень [Пристаї и др., 2014]. Станція такого типу має чутливість до компонентів магнітного поля H_x , H_y , H_z (0,01 нТл) і геоелектричного поля E_x , E_y , (0.5 μ v). Датчиками телуричного поля слугували диполі довжиною 100 м, чутливими елементами яких є електроди, які не поляризуються LEMI-701 (Cu-CuSO₄) для довгострокових вимірів. Реєстрація магнітного поля здійснювалася трикомпонентними ферозондовими магнітометрами. Установки орієнтувалася в напрямку південь – північ (вісь X) та захід – схід (вісь Y). Синхронізація станцій здійснювалася за допомогою GPS-приймача.

1.5. Висновки до розділу 1

Завдяки широкому частотному діапазону та високій енергетиці ЕМ поле, яке генерується струмовими системами магнітосфери та іоносфери Землі, дає можливість вивчати геоелектричну будову різних структурних поверхів земної кори та верхньої мантії і вирішувати як окремі регіональні, так і пошуково-

розвідувальні задачі. На сьогодні використання синхронних МТ/МВ зондувань важливе не лише для визначення синхронних передавальних операторів, але в першу чергу для надійного оцінювання – імпедансу і типера. Сучасні алгоритми обробки МТ/МВ даних засновані на принципах узагальненого гармонічного аналізу і робастних методах лінійного оцінювання в частотній області. Дають змогу підвищити ефективність автоматизованого відбракування негативних сигналів та отримати глибинні геоелектричні параметри літосфери. Тобто методи геоелектрики з моменту їх створення набули суттєвого розвитку та вийшли за межі простого картування аномалій електричного опору і побудови окремих геоелектричних розрізів. Із розвитком методів 3D інтерпретації вони стали ефективним, подекуди єдиним засобом об'ємного вивчення середовища.

Дослідження МТ/МВ методами глибинних зони розломів вимагають застосування методичного підходу, який відрізняється від підходів до шаруватих середовищ. Він полягає в геометрії розломних структур, визначених як субвертикальні тіла. Вони відрізняються від вміщуючого простору високою електропровідністю (на рівні осадової товщі), що забезпечує вертикальний перерозподіл телуричних струмів.

Таким чином, глибинні флюїдонасичені та графітізовані розломи утворюють канали з підвищеною електропровідністю, які перетинають високоомну літосферу та забезпечують вертикальний перерозподіл надлишкових струмів. Цей механізм підвищує чутливість МТ і МВ функцій відклику до корових та мантійних зон високої провідності. Ефект електропровідного каналу являє собою концентрацію струму в низькоомних витягнутих розломних структурах. Індуковані в Землі струми концентруються в провідних каналах та створюють аномальне магнітне поле, яке може суттєво відрізнитись від нормального магнітного поля навколишнього середовища.

При дослідженнях докембрійських кристалічних фундаментів цей ефект проявляється наступним чином: графітізовані глибинні розломи відображаються у вигляді інтенсивних локальних аномалій низького опору, які формують протяжні регіональні аномалії. Джерела таких аномалій провідності і природного

електричного поля розглядаються як тонкі протяжні вуглецеві плівки на границях зерен порід, що сформувалися на глибині 3–5 км в період активної тектонічної діяльності за рахунок надходження флюїдів, які містили вуглець.

У результаті можна побачити, що корові шари, зони розломів і осадова товща утворюють замкнений провідний контур. Через це дослідження навіть елементарних тіл в 3D випадку істотно ускладнюється. Тому було побудовано серію теоретичних моделей для визначення особливостей, які потрібно враховувати при побудові локальних тривимірних моделей, де основну роль грають глибинні розломи: на криві МТЗ значний вплив мають тривимірні приповерхневі неоднорідності, які ускладнюють інтерпретацію глибинного розрізу; провідні зони розломів можуть відображатися в даних МТЗ і МВП тільки в умовах суттєвої витягнутості; найбільша інформація про існування вертикальних розломів з високою провідністю зосереджена в індукційних параметрах.

Перелік використаних джерел до розділу 1

Андреева Е. В., Бобачев А. А., Варенцов И. М. ... (2006). Комплексирование геофизических методов при поисках медно-никелевых руд на объектах ГМК “Норильский Никель”. *Разведка и охрана недр*, (8), 71–79.

Анциферов, А. В. (Ред.) (2010). Субщелочной докембрийский магматизм и тектоно-геофизические особенности Восточного Приазовья Украинского щита. Донецк: Ноулидж.

Бердичевский, М. Н., Дмитриев, В. И. (2009). Модели и методы магнитотеллурики. Москва: Научный мир.

Бердичевский М. Н., Соколова Е. Ю., Варенцов И. М., Рыбин, А. К., Баглаенко, Н. В., Баталев, В. Ю., Голубцова, Н. С., Матюков, В. Е., Пушкарев, П. Ю. (2010). Геоэлектрический разрез Центрального Тянь-Шаня: анализ МТ и МВ откликов вдоль геотраверса НАРЫН. *Физика Земли*, (8), 36–53.

Белявский, В. В., Бурахович, Т. К., Кулик, С. Н., Сухой, В. В. (2001). Электромагнитные методы при изучении Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Знання.

Бурахович, Т. К., Гищук, О. В., Причепий, Т. И. (2017). Магнитотеллурические функции отклика 3D модели глубинных разломов. *Геоінформатика*, (1), 33–41.

Бурахович, Т. К., Ширков, Б. И. (2015). Глубинные геоэлектрические исследования Голованевской шовной зоны. *Геоінформатика*, (1), 61–69.

Бурахович, Т. К., Николаев, И. Ю., Шеремет, Е. М., Ширков, Б. И. (2015а). Геоэлектрические аномалии Украинского щита и их связь с рудопроявлениями полезных ископаемых. *Геофиз. журн.*, 37(6), 42–63.

Бурахович, Т. К., Кушнір, А. М., Ширков, Б. И. (2015б). Глибинна будова Інгульського мегаблоку за даними геоелектричних досліджень. *Допов. Нац. акад. наук України*, (3), 81–86.

Ваньян, Л. Л., Бердичевский, М. Н., Пушкарев, П. Ю., Романюк, П. В. (2002). Геоэлектрическая модель Каскадной субдукционной зоны. *Физика Земли*, (10), 23–53.

Варенцов, И. М., Ковачикова, С., Куликов, В. А., Логвинов, И. М., Трегубенко, В. И., Яковлев, А. Г., Рабочая группа KIROVOGRAD. (2012). Синхронные МТ и МВ зондирования на западном склоне Воронежского массива. *Геофиз. журн.*, 34(4), 90–107.

Варенцов, И.М., Соколова, Е.Ю., Мартанус, Е.Р. ... (2003). Методика построения передаточных операторов ЭМ поля для массива синхронных зондирований BEAR. *Физика Земли*, (2), 30–61.

Варенцов, И. М., Голубев, Н. Г., Гордиенко, В. В., Соколова, Е. Ю. (1996). Исследование глубинной геоэлектрической структуры вдоль профиля Линкольн Лайн (эксперимент EMSLAB). *Физика Земли*, (4), 124–144.

Груздев, В. Н., Жаворонкин, В. И. (2015). Коровые аномалии глубинной электропроводности Воронежского кристаллического массива. *Вестник ВГУ. Геология*, (1), 94–101.

Кашкевич, М. П. (2000). Геофизический образ графитизированных глубинных разломов: Дис... канд. геол.-минерал. наук. Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург.

Ковтун, А. А. (1997). Электропроводность коры по данным магнитотеллурическим исследованиям. *Соросовский образовательный журнал*, (10), 111–117.

Кобранова, В. Н. (1962). Физические свойства горных пород. Москва: Госптехиздат.

Куликов, В. А. (2016). Влияние глубинных проводящих разломов на результаты МТЗ: Дис... канд. физ.-мат. наук. Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва.

Кулик, С. Н., Бурахович, Т. К. (2007). Трехмерная геоэлектрическая модель земной коры Украинского щита. *Физика Земли*, (4), 21–27.

Кулик, С. Н., Бурахович, Т. К., Кушнир, А. Н., Зайцев, Г. Н. (2010). Проявления сейсмичности в области аномалии электропроводности западной части Приазовского мегаблока. *Геофиз. журн.*, 32(1), 144–154.

Кушнир, А. Н., Бурахович, Т. К. (2019). Электропроводность сейсмоактивных регионов Украины. LAP LAMBERT Academic Publishing. ISBN 978-613-9-45196-8 (электронное издание).

Кушнир, А. Н., Бурахович, Т. К. (2012). Аномалии электропроводности и внутриплитовые землетрясения западной части Украинского щита и Вольно-Подольской плиты. *Геофиз. журн.*, 34(4), 157–165.

Кушнир, А. Н., Ширков, Б. І. (2013). Комплексна інтерпретація сейсмотомографічних та геоелектричних моделей для оцінки геодинамічних процесів. *Наукові праці УкрНДМІ НАН України*, 13(2), 178–190.

Логвинов, И. М., Тарасов, В. Н. (2019). Электропроводность коры и мантии Восточно-Европейской платформы в западной части Украины по данным 2D инверсии. *Геофиз. журнал*, 41(1), 44–75.

Николаев, И. Ю., Шеремет, Е. М., Бурахович, Т. К., Кривдик, С. Г., Калашник, А. А., Николаев, Ю. И., ... Агаркова, Н. Г. (2014). Ингульский

мегаблок Украинского щита (глубинная геоэлектрическая модель и полезные ископаемые). Донецк: Ноулидж.

Николаев, И. Ю., Бурахович, Т. К., Шеремет, Е. М. (2013). Объемная геоэлектрическая модель Кировоградского рудного района центральной части Украинского щита. *Геофиз. журн.*, 35(4), 127–139.

Пристай, А. Н., Проненко, В. А., Корепанов, В. Е., Ладанивский, Б. Т. (2014). Роль электрических измерений при глубинном магнитотеллурическом зондировании Земли. *Геофиз. журнал*, 36(6), 173–182.

Причепий, Т. И. (2014). Визуализация данных МТЗ по способу скалярных импедансов для численных моделей элементарных проводящих структур. *Геофиз. журнал*, 36(3), 132–145.

Старостенко, В. И., Бурахович, Т. К., Кушнир, А. Н., Легостаева, О. В., Цветкова, Т. А., Шеремет, Е. М., Шумлянская, Л. А. (2013). Возможная природа сейсмической активности недр Добруджского прогиба и Северной Добруджи. *Геофиз. журн.*, 35(1), 61–74.

Шепель, С. І. (2003). Електричні властивості порід в термобаричних умовах літосфери і геоелектричні моделі: Дис... д-ра геол. наук. Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, Київ.

Шеремет, Е. М. (Ред.) (2011). Криворожская сверхглубокая скважина СГ-8. Донецк: Ноулидж.

Шуман, В. Н. (2006). Методы и модели электромагнитных зондирующих систем: состояние, ограничение и новые возможности. *Геофиз. журнал*, 28(1), 17–30.

Шуман, В. Н. (2007). Прикладная геоэлектродинамика и магнитотеллурический эксперимент. *Геофиз. журн.*, 29(1), 22–44.

Шуман, В. Н. (2010). Магнитотеллурический импеданс: фундаментальные модели и возможности их обобщения. *Геофиз. журн.*, 32(3), 18–28.

Шуман, В. Н. (2012). Современные электромагнитные зондирующие системы: состояние, тенденции развития, новые идеи и задачи. *Геофиз. журн.*, 34(4), 282–292

Шуман, В. Н., Савин, М. Г. (2011). Математические модели геоэлектрики. Киев: Наукова думка.

Begg, G., Hronsky, J., Arndt, N., et al. (2010). Lithospheric, cratonic and geodynamic setting of Ni-Cu-PGE sulfide deposits. *Economic Geology*, 105, 1057–1070.

Burakhovych, T. K., Kushnir, A. N., Nikolaev, I. Yu., Shirkov, B. I. (2015). The 3D geoelectrical model of Earth crust and the upper mantle of the Dobrudzha region. *Геодинаміка*, 18(1), 55–62.

Bubnov, V. P., Yakovlev, A. G., Alexanova, E. D. ... (2007). Regional MT explorations in Russia. EM sounding of the Earth's interior. *Methods in geochemistry and geophysics*, 40, 351–367.

Cherevatovaa, M., Smirnova, M.Yu., Jonesb, A.G., Pedersenc, L.B., MaSca Working Group (2015). Magnetotelluric array data analysis from north-west Fennoscandia. *Tectonophysics*, 653, 1–19.

Curtis, S., Thiel, S. (2019). Identifying lithospheric boundaries using magnetotellurics and Nd isotope geochemistry: An example from the Gawler Craton, Australia. *Precambrian Research*, 320, 403–423. DOI:10.1016/j.precamres.2018.11.013

Caldwell, G. T., Bibby, H. M., Brown, C. (2004). The MT phasetensor. *Geophys. J. Int.*, 158, 457–469.

Ernst, T., Brasse, H., Cherv, V., Hoffmann, N., Jankowski, J., Jozwiak, W., Kreutzmann, A., Neska, A., Palshin, N., Pedersen, L.B., Smirnov, M., Sokolova, E., Varentsov, I.M. (2008). Electromagnetic images of the deep structure of the trans-European Suture Zone beneath Polish Pomerania. *Geophys. Res. Lett.* 35, L15307.

Kushnir, A., Burakhovych, T., Ilyenko, V., Shyrkov B. (2020). Geoelectrical heterogeneities of the crust and upper mantle of the territory of Ukraine. *XIX th International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects»*. Kyiv.

Logvinov, I. M. (2015). Deep Geoelectrical Structure of the Central and Western Ukraine. *Acta Geophysica*, 63(5), 1216–1230.

Logvinov, I. M., Tarasov, V. N. (2018). Electric resistivity distribution in the Earth's crust and upper mantle for the southern East European Platform and Crimea from area-wide 2D models. *Acta Geophys.*, 66(2), 131–139.

Mackie, R. L., Smith, J. T., Madden, T. R. (1994). Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equation: the magnetotelluric example. *Radio Sci.*, 29, 923–935.

Mackie, R. L., Booker, J. (1999). Documentation for mtd3fwd and d3-tomt. San Francisco: GSY-USA Inc.

Spratt, J. E., Jones, A. G., Jackson, V. A., Collins, L., Avdeeva, A. (2009). Lithospheric geometry of the Wopmay orogen from a Slave craton to Bear Province magnetotelluric transect. *J. Geophys. Res.*, 114, B01101, DOI:10.1029/2007JB005326.

Smith, R. (2014). Electromagnetic induction methods in mining geophysics from 2008 to 2012. *Surveys in Geophysics*, 35, 123–156.

Shankland, T. J., Ander, M. E. (1983). Electrical conductivity, temperature and fluids in the lower crust. *J. Geophys. Res.*, 88, 9475–9484.

Varentsov, Iv. M. (2007a). Array of simultaneous EM soundings: design, data processing and analysis. Electromagnetic sounding of the Earth's interior. *Methods in geochemistry and geophysics*, 40, 259–273.

Varentsov, Iv. M. (2007b). Arrays of simultaneous EM soundings: design, data processing and analysis. Electromagnetic sounding of the Earth's interior. *Methods in geochemistry and geophysics*, 40, 263–277.

Vaittinen, K., Korja, T., Kaikkonen, P., Lahti, I., Smirnov, M. Yu. (2012). High-resolution magnetotelluric studies of the Archaean-Proterozoic border zone in the Fennoscandian Shield, Finland. *Geophysical Journal International*, 188(3), 908–924, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05300.x>

Weidelt, P. (1977). Numerical study of a conductive channeling affect. *Acta Geodaet., Geophys. Et Montanist. Acad. Sci. Hung.*, 12(1–3), 195–205

Zhdanov, M. S. (2010). Electromagnetic geophysics: Nots from the past and the road ahead, commercial application. *Geophysics.*, 75, 75A49–75A66

РОЗДІЛ 2

ЕЛЕКТРОПРОВІДНІСТЬ КОЧЕРІВСЬКОЇ ДІЛЯНКИ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УЩ

2.1. Геологічна характеристика західної частини УЩ

Спираючись на положення, викладені у статті [Гінтов та ін., 2018], можна стверджувати, що основну роль у тектонічному районуванні УЩ відіграють саме геофізичні дослідження. За більш ніж 60-річну історію застосування на УЩ геофізичні методи розвиваються, з'являються нові експериментальні дані, удосконалюються методи їх обробки. На думку авторів [Гінтов та ін., 2018], за геофізиками має бути вирішальний голос в питаннях розломно-блокової тектоніки. Так, на основі аналізу геофізичних даних пропонується (щодо території, яка нас цікавить, а саме аркушів М-35-ХVІІІ і М-35-ХХІV) «...Дністровсько-Бузький мегаблок розділити на Подільський та Бузький, Немирівською зоною розломів, північну межу Подільського мегаблоку проводити по Тетерівській та Сарненсько-Варварівській зонах розломів, межу між Росинсько-Тікицьким, Волинським і Подільським мегаблоками проводити по Звіздаль-Заліській зоні розломів...». Також зазначається, що місця для Брусилівської міжблокової шовної зони (БМШЗ) на офіційних тектонічних схемах і картах не має бути.

Щодо назв мегаблоків західної частини УЩ, їх положення та розмірів, наявності тих чи інших структурних елементів, досі тривають дискусії. Згідно схеми [Кореляційна..., 2004] та [Державна..., 2003, 2005] на заході УЩ розташовані Волинський (Північно-Західний), Дністровсько-Бузький (Подільський), Росинсько-Тікицький (Білоцерківський) мегаблоки. Волинський і Подільський мегаблоки відділяються від Білоцерківського БМШЗ. Андрушівська ЗР розділяє Волинський та Подільський мегаблоки.

У геологічному плані область дослідження не має загально визнаної тектонічної структури. Так, різними авторами вона описується наступним чином:

- Немирово-Кочерівська шовна зона (НКШЗ) (вперше виділена Глеваським Є.Б. на основі аналізу реконструйованих геодинамічних обстановок в протерозої [Азаров, 2005], розвинута Шереметом Є.М. [Анциферов, 2009]) включає в себе БМШЗ другого порядку на південному заході, що продовжується Немирівською міжблоковою тектонічною зоною мантійної закладки. Її північна частина в межах Волинського мегаблока представлена Кочерівською структурою, обмеженою зі сходу Вільшанським та Брусилівським, а з заходу Віленським і Кочерівським розломами. Між Подільським та Росинським мегаблоками НКШЗ виділяється із заходу від Подільського Огіївським розломом [Державна..., 2005], а за [Анциферов, 2009] Погребищенським розломом, який продовжується на північ Віленським та Кочерівським розломами, на сході трасується Великоєрчиківським розломом (який є продовженням Вільшанського) і має строго меридіональну орієнтацію, Звездаль-Заліська ЗР входить до складу БМШЗ. Ширина НКШЗ звужується від 30 км та більше на півночі, до 18 – 15 км на півдні. Південніше перетину Звездаль-Заліської та Немирівської ЗР шовна зона змінює напрям на південь – південний захід, а ще південніше – на виключно південно-західний (з шириною 10 – 13 км) [Анциферов, 2009].

- Брусилівська міжблокова шовна зона другого порядку довжиною до 150 км виділяється із заходу Огіївським глибинним розломом, зі сходу Великоєрчиківським [Державна..., 2005]. У межах БМШЗ знаходяться (із заходу на схід) Звездаль-Заліська ЗР, Самгородський та Варварівський розломи, Брусилівська ЗР, її під кутом перетинає Немирівська (яка має північно-східне простягання) та Центральна ЗР (південно-східно направлення).

- Областю переходу між Бузьким та Подільським мегаблоками, а саме Немирівською ЗР, Подільським та Росинським мегаблоками є Звездаль-Заліська ЗР. Згідно [Гинтов, 2005], Немирівська ЗР є міжмегаблоковою до її перетину з меридіональною Звездаль-Заліською ЗР в районі с. Погребищ, далі на північний схід вона продовжується як внутрішньоблокова у Росинському мегаблоці. За О.Б. Гінтовим, у цій області не виділяється шовна зона, а Звездаль-Заліська ЗР розглядається як складова частина Подільського, а на півночі Волинського

мегаблоків, її східна межа є зоною зчленування Подільського та Росинського мегаблоків.

Головними елементами розломної тектоніки Кочерівської ділянки є зони розломів, закладені на різних етапах формування УЩ.

Звіздаль-Заліська ЗР (рис. 2.1 а, б) є глибинною міжблоковою зоною розломів I рангу [Анциферов, 2009], має меридіональне простягання, оконтурюється із заходу Огіївським, а зі сходу Погребищенським глибинними розломами, на півночі починається зі Звіздаль-Заліської мафічної дайки (ширина близько 2 км), яка локалізована в межах Коростенського плутону і є найбільшою дайкою габро-долеритів у межах УЩ [Шаталов, 2016], на півдні перетинає Бузький мегаблок і виходить за межі УЩ. Загальна довжина ЗР становить 350 км із максимальною шириною зони до 7 км [Гинтов, 2005]. Вона була закладена в палеопротерозої (клесова система, PR₁-II) на субботсько-мошоринському етапі утворення розломних зон (початок етапу 1,8 – 1,85 млрд років) [Гинтов, 2014; Мичак, 2015].

Брусилівська є глибинною ЗР I рангу (рис. 2.1), має меридіональне простягання (довжину 160 км та максимальну ширину 15 км), обмежується із заходу Кочерівським, а зі сходу Великоєрчиківським глибинними розломами.

Немирівська ЗР (рис. 2.1) вищого порядку має північно-східне простягання, оконтурюється із північного заходу Таборівським, а з південного сходу – Павлівським глибинними розломами. Зона закладена на немирівському етапі утворення ЗР (початок етапу 1,99 млрд років) [Мичак, 2015]. Її довжина досягає 285 км при ширині 13 км, до перетину зі Звіздаль-Заліською ЗР є міжмегаблоковою, а далі на північний схід продовжується в межах Росинського мегаблока. ЗР прослідковується в гравітаційному полі та ланцюгом лінійних магнітних аномалій з пониженням Z_a та ΔT_a [Гинтов, 2005].

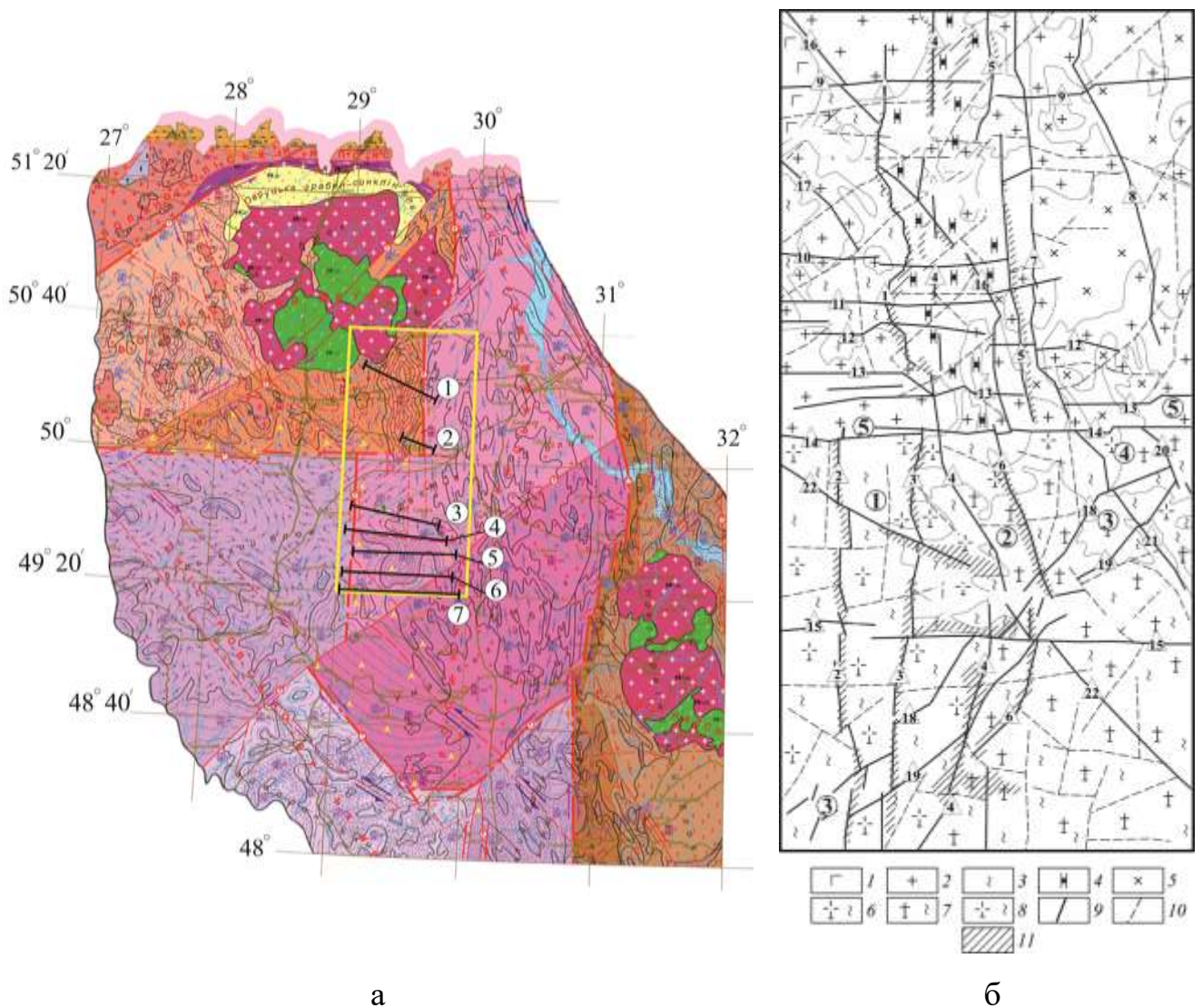


Рис. 2.1. а – Тектонічна карта західної частини УЩ [Гурський, 2007]. Жовтим прямокутником виділена Кочерівська ділянка. Номерами в кругах позначені МТЗ профілі: 1 – Радомишль – Фастів, 2 – Корнинський, 3 – Ружин – Сквиря, 4 – Белилівка – Антонів, 5 – Ширмівка – Логвин, 6 – Ординці – Лобачів, 7 – Зозів – Стрижавка. б – Геолого-структурна схема району проведення геоелектричних досліджень. Структурно-речовинні формації [Державна..., 2003, 2005]: 1 – габро-анортозити; 2 – граніти; 3 – гнейси і кристалосланці; 4 – мармури, кальцифіри, кристалосланці, гнейси і амфіболіти; 5 – амфіболіти і гнейси з інтрузіями мафіт-ультрамафітів і плагіогранітоїдів; 6 – плагіограніт-мігматити; 7 – граніт-мігматити; 8 – плагіограніт-плагіомігматити; 9 – глибинні та головні розломи; 10 – інші тектонічні порушення; 11 – зони метасоматозу. Цифри в кружках – зони розломів [Державна..., 2003, 2005]: 1 – Звездаль-Заліська, 2 –

Брусилівська, 3 – Немирівська, 4 – Центральна, 5 – Андрушівська. Цифри в трикутниках – розломи [Державна..., 2003, 2005]: 1 – Віленський, 2 – Огіївський, 3 – Погребищенський, 4 – Кочерівський, 5 – Брусилівський, 6 – Великоєрчиківський, 7 – Вільшанський, 8 – Макарівський, 9 – Глухівський, 10 – Коростишівський, 11 – Житомирський, 12 – Машеринський, 13 – Андрушівський, 14 – Унавський, 15 – Самгородський, 16 – Центральний, 17 – Старосільський, 18 – Таборівський, 19 – Павлівський, 20 – Улашівський, 21 – Трушківський, 22 – Варварівський.

Особливістю мегаблоків західної частини УЩ є неоднорідність складу в меридіональному напрямку: південна частина містить метаморфічні породи гранулітової фації, а північна – амфіболітової; змінюється і склад магматичних утворень, особливо гранітоїдів. На півдні вони представлені ендербіт-чарнокітовою асоціацією і гранат-біотитовими (з кордієритом) гранітами, а на півночі – нормальними амфібол-біотитовими і біотитовими гранодіоритами і гранітами. У північній частині зони, накопичилась вулканогенно-осадова товща кочерівської світи, не дуже сильно метаморфізована і не мігматизована. На півдні мегаблоків характерною є потужна (до 55 – 60 км) земна кора базальтоїдного складу. В її розрізі виділяється дуже потужна товща (до 30 км) коромантійної суміші. На півночі, у межах Росинського мегаблока, потужність кори зменшується до 43 – 47 км. У межах Волинського та Подільського мегаблоків потужна кора базальтового типу (на півдні до 60 км) до півночі дещо тоншає (до 50 км), під Коростенським плутоном до 38 км.

У супракрустальному розрізі кори мегаблоків виділено два структурних поверхи: нижній складений палеоархейськими породами дністровсько-бузької серії (гнейси і кристалосланці з прошарками кальцифірів, залізистих і безрудних кварцитів), верхній – неоархейськими породами росинсько-тікицької (гнейси і амфіболіти, кристалосланці) і палеопротерозойської тетерівської серій (мармури, кальцифіри, гнейси і кристалосланці). Росинсько-тікицька серія розвинена в

Росинському мегаблоці невеликими останцями з просторовими розмірами до 5 км серед гранітоїдів звенигородського та уманського комплексів.

Верхня частина тетерівської серії (переважно карбонатно-амфіболітова кочерівська світа) присутня тільки у межах БМШЗ [Державна..., 2005]. Палеопротерозойські метаморфічні породи прориваються шерметівськими плагіогранітами та дуже неоднорідним за складом житомирським комплексом гранітоїдів.

У Подільському та Росинському мегаблоках виділяється дністровсько-бузька серія, яка поширена у вигляді останців графітовмісних порід серед гранітів бердичівського комплексу; представлена графіт-біотитовими плагіогнейсами (березівська товща), розбуреними свердловиною в с. Зарудинці [Анциферов, 2009], високо глиноземистими біотитовими гнейсами з вмістом кордієриту, силіманіту та графіту.

Найдавнішими магматичними породами є мафіт-ультрамафіти сабарівського комплексу у межах Росинського мегаблока. До неоархею (а, можливо, частково і до палеопротерозою) відносять основні та ультраосновні породи юровського і чарнокітоїди літинського комплексів. Тетіївський комплекс у вигляді останців та ксенолітів (складених з діоритів, кварцових діоритів, гранодіоритів, плагіогранітів, гранітів та мігматитів) розміщується в гранітоїдах звенигородського комплексу. Палеопротерозой представлений діоритами і плагіогранітами звенигородського, гранітами бердичівського та житомирського, габро-діорит-монцонітами букинського і габро-діорит-гранітами фастівського комплексів. У гранітах та мігматитах уманського комплексу локально розвинуті пегматити, аплітоїдні та пегматоїдні граніти, останні утворюють жилоподібні тіла, які можуть сягати сотні метрів.

2.2. Глибинна геоелектрична будова району досліджень за попередніми електромагнітними дослідженнями

Ціллю перших профільних електрометричних робіт на досліджуваній території, що виконувались (разом з магнітометрією масштабу 1:50000) починаючи з 1958-го року, було забезпечення пошуків залізних руд [Анциферов, 2009]. Через 10 років геофізичні дослідження території почали носити комплексний характер. МТЗ та магнітоваріаційне профілювання (МВП) проводили відомі дослідники – С.Г. Кремер, А.І. Інгеров, А.І. Білинський, О.П. Бондаренко, О.І. Трегубенко та ін.

Аналіз перших кривих МТЗ показав несуттєву зміну позірною електричного опору в усьому діапазоні періодів спадаючими гілками (на періодах більш 1000 с) [Бурьянов и др., 1987]. Авторами також відзначалась відсутність у земній корі та верхній мантії провідних шарів.

У міру накопичення матеріалу уявлення про геоелектричний розріз регіону змінювались. Було отримано сотні кривих МТЗ та параметрів МВП [Ingerov et al., 1999]. Існуюча в той час тривимірною геоелектрична модель західної частини УЩ, побудована [Бурахович, Кулик, 1999], дала можливість довести, що територія, яка досліджується, є перехідною областю між високою та низькою електропровідностями в земній корі у межах складної будови Чернівецько-Коростенської аномалії. Були виділені провідники у верхній мантії та зроблено висновок про аномальність надр у порівнянні з розподілом фізичних параметрів всього УЩ.

У західній частині УЩ відомо ряд невеликих локальних зон та наведена вище регіональна Чернівецько-Коростенська аномалія електропровідності. За даними МВП впевнено виділяється Ружинська аномалія [Логвинов, Рокитянский, 1982], яка має складний тривимірний характер та залягає у верхній частині консолідованої земної кори. Уздовж профілю Євробридж, який перетинає південну частину Прип'ятського прогину, Овруцький авлакоген та Коростенський плутон Волинського мегаблока УЩ побудовано двовимірну модель за МТ/МВ

експериментальними дослідженнями [Бурахович и др., 1997]. Аномальні зони залягають на глибині від 15 до 30 км і мають протяжність 70 та 120 км. Південна область характеризується питомим опором (ρ) 80 Ом·м, а північна 100 Ом·м. За МВ дослідженнями в південній частині профілю виділено аномалію в геомагнітних варіаціях субширотного орієнтування, яка простягається між містами Літин та Ружин. Аномалія виражена розворотом типерів в інтервалі періодів (T) від 100 до 1500 с та збільшенням північної горизонтальної компоненти до 40 % з максимумом у пунктах МВП Лозна та Бруслинів.

У межах західної частини УЩ [Белявский и др., 2001; Бурахович, Кулик, 2007] чітко спостерігається зміна орієнтації типерів від південно-західного на Волинському мегаблоці, до північно-західного на Подільському. І тільки на півдні від широти, на якій знаходиться місто Вінниця, типер розвертається на південь. Типери в середньому дорівнює 0,3. На орієнтацію індукційних параметрів впливають телуричні токові системи, що виникають в електропровідних осадових відкладах ДДЗ, Чернівецько-Коростенській, Вінницькій та Ружинській аномаліях. На УЩ сумарна поздовжня провідність осадових утворень в середньому змінюється від 0,25 (Волинський та Росинський мегаблоки) до 10 См (Подільський).

Було побудовано квазітривимірну геоелектричну модель західної частини УЩ за даними МВ спостережень на $T = 150$ та 1000 с [Burakhovich et al., 2001] та виділено Чернівецько-Коростенську аномалію електропровідності з верхньою кромкою на глибині 15 км, західна частина має величину сумарної поздовжньої провідності (S) – 500 См, східна – $S = 500 - 1000$ См. В районі м. Житомир в середині провідної структури знаходиться блок відносно високого опору ($S = 10$ См). Між містами Коростишів та Ірпінь прослідковується субширотна високо електропровідна зона, яку виявлено за типерами величиною до 0,1 та з різнонаправленою орієнтацією.

Оцінки параметрів геоелектричного розрізу земної кори північного-заходу УЩ, отримані в результаті 2D моделювання кривих МТЗ і квазі-3D моделювання індукційних векторів, якісно співпадають. Глибина залягання покрівлі провідника

в земній корі складає 15 км. У той же час оцінки S суттєво різняться. Якщо для 2D моделі S провідників складає 150–200 См, то для квазі-3D – 500–1000 См. Ці розходження природні та пов'язані з тим, що 2D моделювання дає завищені оцінки провідності в порівнянні з реальною ситуацією.

У результаті побудови тривимірної моделі на заході УЩ виявлено об'ємні параметри регіональної Чернівецько-Коростенської аномалії електропровідності, яка характеризується великою площею та складною будовою на глибинах від 15 до 30 км в земній корі [Бурахович, Кулик, 2007]. Частина аномалії з $\rho = 5$ Ом·м розміщена в межах південно-східної частини Волинського та на півночі Подільського мегаблоків. Вона містить об'єкт високого $\rho \approx 1000$ Ом·м в районі м. Житомир. Західна частина цієї структури, що має середній $\rho = 20$ Ом·м, виходить за межі УЩ і простягається в двох напрямках – на південь і на південний схід, уздовж Подільської ЗР до Голованівської шовної зони (ГШЗ). У південно-західній частині УЩ виявлено провідник у верхній мантії з верхньою кромкою на глибині 50–70 км з $\rho = 25–50$ Ом·м. Його межі проходять: північна по 50° пн. ш., східна між 31° і 32° сх. д., південна по Кишинівській ЗР на широті південної межі УЩ і західна по 26° сх. д.

Сучасні геоелектричні моделі земної кори УЩ характеризуються великою кількістю аномалій електропровідності різного масштабу як за планом, так і за глибиною [Кулик, Бурахович, 2007; Бурахович та ін., 2015; Logvinov, 2015]. В останніх посиланнях подано параметри тривимірної моделі Коростенської та Чернівецько-Коростенської аномалій у західній частині УЩ. Зони підвищеної електропровідності часто пов'язані з ендегенним зруденінням [Шеремет та ін., 2011; Бурахович та ін., 2015].

У 2008 році на території аркушів М-35-ХVІІІ (Фастів) і М-35-ХХІV (Сквира) [Державна..., 2003, 2005] з метою побудови геоелектричних моделей та виділення площ, перспективних для подальших пошукових і геологорозвідувальних робіт, було проведено профільні АМТЗ та МТЗ [Анциферов, 2009]. Дослідження проводились вздовж трьох субширотних профілів: Макарівського, Фастівського і Сквирівського [Бурахович и др., 2015]. Експериментальні дослідження показали

дуже високі значення позірного опору ($\rho_{\text{п}}$) від 1000 до 5000 Ом·м у Волинському та Подільському, < 1000 Ом·м у Росинському мегаблоках УЩ. Звіздаль-Заліська та Брусилівська ЗР проявляються у вигляді контактів різних $\rho_{\text{п}}$ – 5000 та 1000 Ом·м, 1000 та 300 Ом·м відповідно. Огієвський, Погребищенський, Кочерівський, Центральний, Старосельський, Великоерчиківський, Віленський і частково Вільшанський розломи утворюють низькоомні аномалії (до 300, іноді до 500 Ом·м) у всьому частотному діапазоні. Робота, що подається, є логічним продовженням досліджень 10-річної давнини.

2.3. Синхронні МТ/МВ зондування Кочерівської ділянки західної частини УЩ та їх інтерпретація

Експериментальні роботи за профілями Радомишль – Фастів, Корнинський, Ружин – Сквир, Белилівка – Антонів, Ширмівка – Логвин, Ординці – Лобачів, Зозів – Стрижавка виконувались в 2015, 2018 та 2019 роках сучасними довгоперіодними цифровими станціями з ферозондовими магнітометрами LEMI-417. Профілі простягаються із заходу на схід (окрім Радомишль – Фастів – із північного заходу на південний схід). Тривалість синхронних спостережень становила 1,5–2 доби, в базових пунктах – більше одного тижня. Відклики геомагнітних варіацій було записано в 49 пунктах спостереження (рис. 2.2). Відстань між профілем Радомишль – Фастів і Корнинський становить 30 км, між останнім та Ружин – Сквир – 30 км, для решти – в середньому 10 км.

Базовий МТ/МВ пункт спостереження для всіх профілів, окрім пр. Корнинський, розташовувався в селі Рогізна (пункт RGZ), для пр. Корнинський – в селі Рудка (пункт RDK).

Експериментальні роботи такого рівня задовольняють вимогами, що висуваються до спостережених даних при використанні процедури синхронного оцінювання передавальних операторів МТ/МВ полів. Обробка польових даних виконувалась за допомогою програмного комплексу PRC-MTMV [Варенцов, 2013]. Значний вплив техногенних завад на амплітудно-фазові параметри

імпедансу та значення позірнього опору, що отримано у польових пунктах, може бути зменшено завдяки методиці синхронних спостережень, що передбачає нормування на віддалену опорну базу. Така процедура дозволяє зменшити дисперсію значень або у деяких випадках взагалі її прибрати в особливо навантажених завадами частотних діапазонах та згладити отримані криві МТЗ.

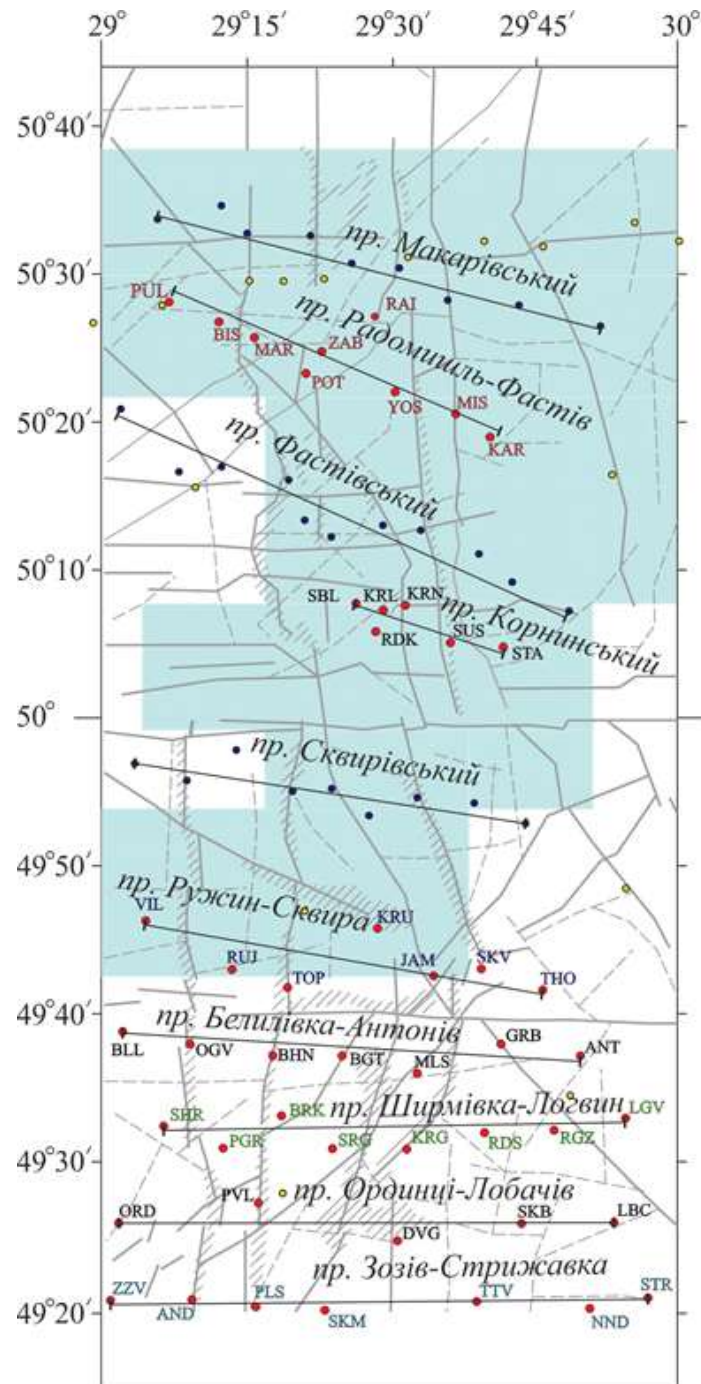


Рис. 2.2 Карта з нанесеними пунктами спостереження: червоним кольором позначені пункти МТЗ спостереження цієї роботи; жовтим та синім інші пункти МТЗ (жовтим кольором МТЗ проводилось аналоговими станціями; синім –

цифровими). Блакитною заливкою позначено Чернівецько-Коростенську аномалію електропровідності (глибина залягання 15 – 30 км, $\rho_{\Pi} - 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$).

Процес обробки записів МТ поля формально можна розділити на три етапи. На першому етапі відбраковуються ділянки записів із сильними завадами, що виходять за межі динамічного діапазону. Метою другого етапу обробки є поділ МТ поля на гармонійні складові, за якими визначаються компоненти різних передавальних функцій для набору частот. Третій етап полягає в інтерактивному відбракуванні даних і отриманні гладких кривих МТЗ, що дозволяє максимально придушити вплив завад на результуючих кривих, за якими і проводиться інтерпретація [Варенцов, 2013]. Методика та прийоми застосованої технології наведено у статті [Ширков та ін., 2015].

При проведенні якісної інтерпретації новітнього польового матеріалу та створенні первинних 3D моделей використано результати геоелектричних досліджень регіональних зон метасоматозу в західній частині УЩ. Дослідження проводилися вздовж трьох профілів: Сквирівського, Фастівського, Макарівського, які перетинають поперек простягання основні глибинні тектонічні структури території, що досліджується (рис. 2.2) [Анциферов, 2009].

2.3.1. Профіль Радомишль – Фастів

Виміри низькочастотного природного змінного електромагнітного поля Землі іоносферно-магнітосферного походження проводились вздовж профілю Радомишль – Фастів на 9 пунктах спостереження [Ніколаєв та ін., 2019]. Профіль перетинає Віленський, Кочерівський, Брусилівський та Вільшанський розломи.

Відстань між польовими пунктами від 4 до 13 км. Між Віленським та Вільшанським розломами знаходяться пункти: Бистріївка (BIS), Мар'янівка (MAR), Поташі (POT), Забілоччя (ZAB), Раївка (RAI), а поза ними: на заході – Пилиповичі (PUL); на сході – Йосипівка (YOS), Містечко (MIS), Карашин (KAR) (див. рис. 2.2).

Надійно отримано оцінки типерів для T геомагнітних варіацій від 20 до 3700 с, амплітудних та фазових значень імпедансу та ρ_n від 10 до 10000 с.

Максимум частотних характеристик для пунктів пр. Радомишль – Фастів знаходиться на $T = 200 - 400$ с (рис. 2.3). Орієнтація як реальних (ReW), так і уявних (ImW) компонент типера суттєво відрізняється не тільки в просторі, але і в залежності від T геомагнітних варіацій.

На крайньому західному пункті PUL напрямленість ReW, в залежності від T , змінюється від північно-західного (для $T = 30 \div 500$ с) до північно-східного (для $T > 2000$ с). Його величина в середньому становить 0,2 – 0,3. Величина ImW дорівнює майже третині ReW, кут між ними становить здебільшого 90° , що якісно свідчить про тривимірну геоелектричну ситуацію.

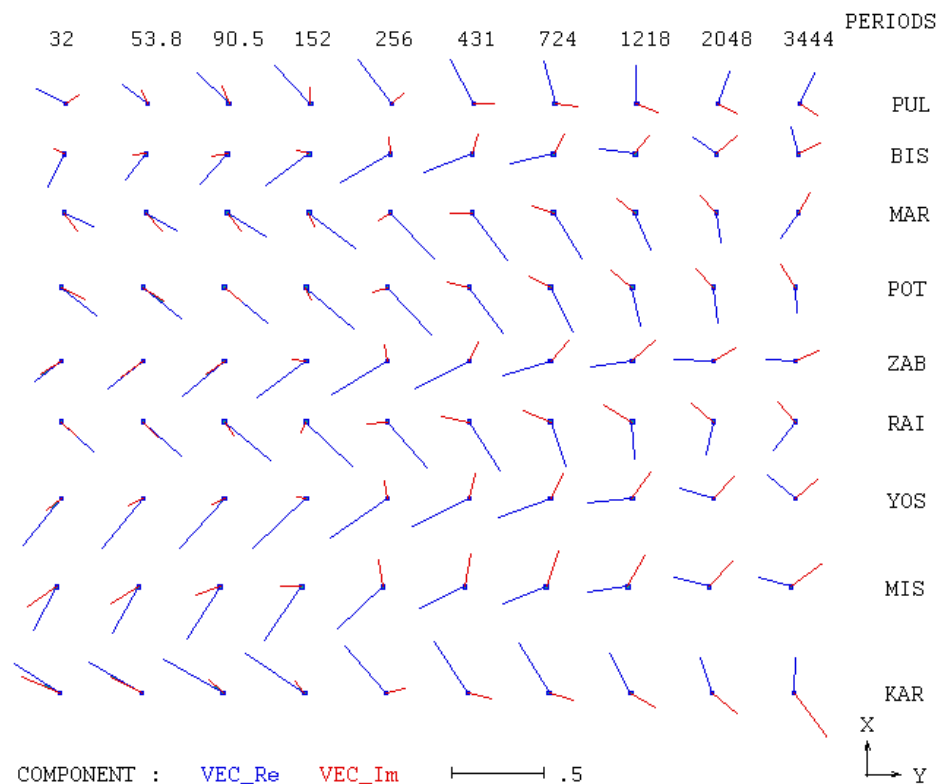


Рис. 2.3. Спостережені реальні (позначені синім кольором) і уявні (червоним) компоненти типера за даними МВП пр. Радомишль – Фастів.

У наступному пункті BIS ReW змінює орієнтацію на південно-західну на $T < 800$ с та зі збільшенням $T > 800$ с розвертається на північ, її величина складає 0,2 – 0,3. На $T < 800$ с ImW мають суттєво меншу величину 0,05 – 0,15, можливо припустити їх колінеарність з ReW. Зі збільшенням T компоненти типера майже досягають однакових значень, кут між ними дорівнює 90° . Комплексні типери в пунктах MAR, POT та RAI схожі між собою, але суттєво відрізняються від поряд розташованих (на заході BIS, між POT та RAI в пункті ZAB та на сході YOS). ReW мають південно-східну орієнтацію з величиною від 0,2 до 0,3 та колінеарність з ImW майже в усьому діапазоні періодів, крім пункту RAI, де кут на $T > 2000$ с наближається до 90° .

Особливою поведінкою виділяються комплексні типери в пункті ZAB. Тут ReW розвертаються відносно орієнтації стрілок в пунктах POT на південному заході та RAI на північному сході й мають південно-західне (для $T < 800$ с) та західне ($T > 800$ с) направлення. Співвідношення величини ImW та ReW змінюється від 1:4 до 1:1 в залежності від T , спостерігається колінеарність стрілок в усьому діапазоні T .

Така різка зміна поведінки типерів та їх невеликі значення (до 0,2) на незначній за площею території свідчить про наявність декількох поверхневих струмопровідних структур, що чергуються, субмеридіонального простягання, можливо в районах розташування пунктів BIS та MAR, по-перше, та ZAB, RAI, по-друге.

У пунктах YOS та MIS ReW в залежності від T розвертаються від південного заходу на північний захід, величина 0,2 – 0,5. Якщо на T до 200 с компоненти типера можна вважати колінеарними, то при збільшенні T кут між ними прагне до 90° , величина їх майже зрівнюється. Ще раз зміна орієнтації типерів на північний-захід спостерігається в пункті KAR, величини ReW $\sim 0,4$ та ImW 0,1 – 0,3, компоненти колінеарні. Можливо припустити наявність локальної провідної приповерхневої структури зорієнтованої з південного заходу на північний схід, яка відображається в направленні типера в цьому пункті.

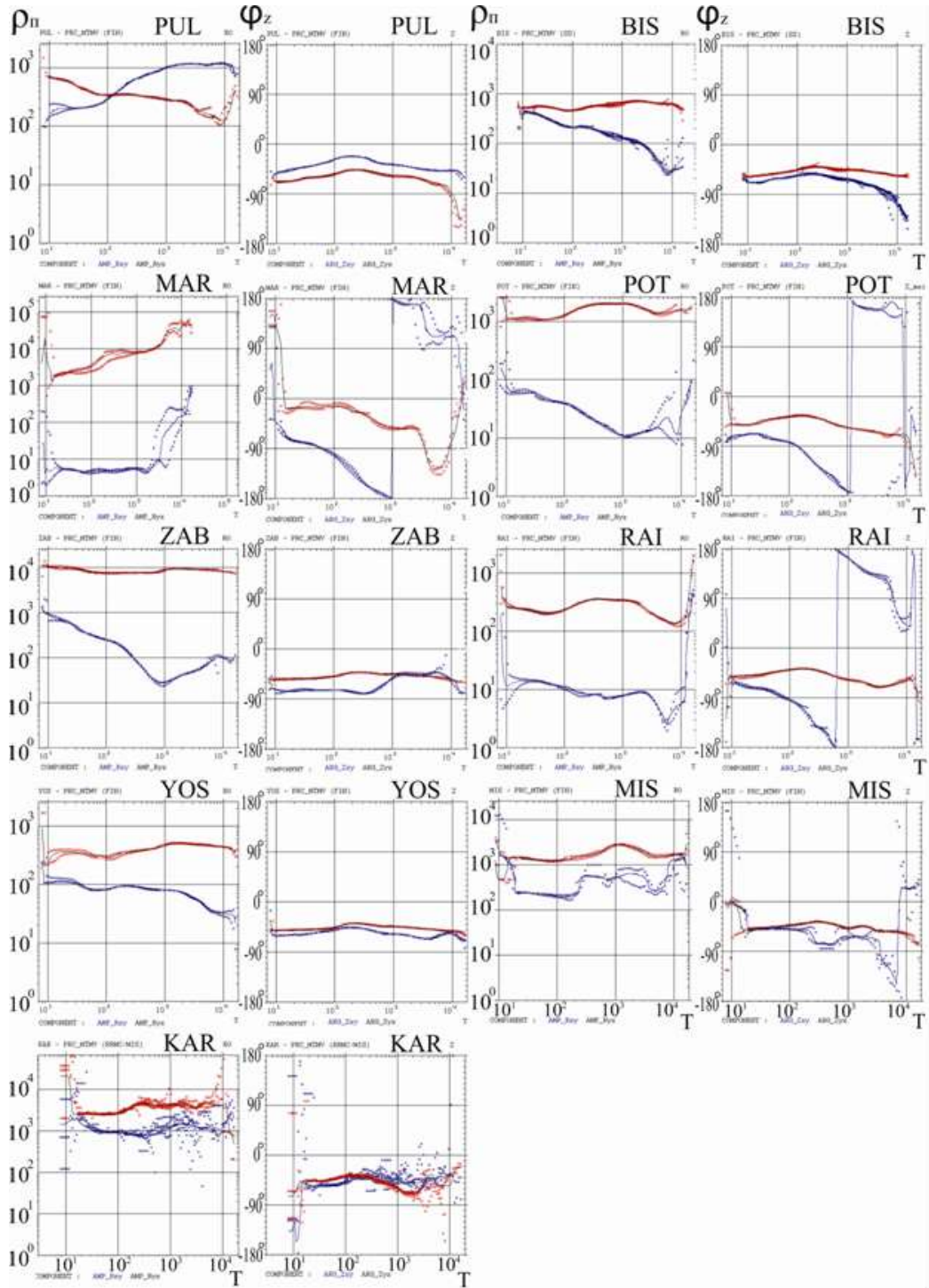


Рис. 2.4. Амплітудні і фазові криві МТЗ на пр. Радомишль – Фастів. Вертикальна шкала фаза імпедансу і позірний опір, горизонтальна – період (секунди), поляризацію u_x позначене синім кольором; u_y – червоним.

Таким чином, згідно з якісною інтерпретацією комплексних типерів пр. Радомишль – Фастів можна розділити на декілька ділянок за орієнтацією

струмопровідних структур: 1) між пунктами PUL та MAR – поверхнева, орієнтацію якої важко визначити на цьому етапі аналізу матеріалу, вона може бути як субмеридіональною, так і північно-східною, або субширотною; 2) між пунктами ZAB та RAI – приповерхнева, субмеридіонального простягання; 3) на південному сході від пункту KAR – приповерхнева північно-східного напрямлення.

Побудовані амплітудні та фазові криві відповідають напрямкам вимірювальних ліній (осі x орієнтована на північ, y – на схід). Ліва частина кривих ρ_{Π} в інтервалі S містить інформацію про інтегральну електропровідність першого приповерхневого шару. На всіх кривих майже відсутня ліва висхідна гілка і тільки на перепаду рівня ρ_{Π} на перших T можна припустити значення S осадових відкладів (S_{oc}), яка становить від 5 до 70 см, крім пункту MAR, де $S_{oc} \sim 150$ см.

Практично на всіх пунктах пр. Радомишль-Фастів спостерігається відсутність конформності кривих МТЗ (рис. 2.4), розбіжність кривих ρ_{Π} за напрямками вимірювальних ліній характерна для всього частотного діапазону та збільшується з періодом і складає в середньому 0,5 – 3 порядки, більшість кривих лежать вище або нижче глобальних даних, що свідчить про значні гальванічні ефекти.

У пункті PUL криві для різної поляризації перетинаються на $T = 150$ с. Якщо ρ_{Π} для меридіональної поляризації вимірювальних ліній $xу$ ($\rho_{\Pi xу}$) характеризується яскраво вираженою висхідною гілкою від 200 (для $T = 10$ с) до 1000 Ом•м (для $T = 10000$ с), то ρ_{Π} для широтної поляризації вимірювальних ліній yx ($\rho_{\Pi yx}$) – спадаючою від 800 до 200 Ом•м та виходить на глобальну криву (рис. 2.4).

Криві ρ_{Π} для різної поляризації в пункті BIS мають однаковий рівень на $T = 10$ с, що становить 400 – 500 Ом•м. Зі збільшенням T до 10000 с крива $\rho_{\Pi xу}$ спадає до 30 Ом•м, а $\rho_{\Pi yx}$ коливається біля 500 Ом•м з невеликим максимумом 700 Ом•м на $T = 2000 – 3000$ с.

У пункті MAR криві для різної поляризації характеризуються значною розбіжністю (майже на 3 порядки у всьому частотному діапазоні). Вони представляють собою висхідні гілки для $\rho_{п\ ух}$ від 1000 до 20000 Ом•м, для $\rho_{п\ ху}$ від 4 до 100 Ом•м. Значний градієнт $\rho_{п}$ від 10 до 1000 Ом•м та від $10^4 - 5 \cdot 10^4$ Ом•м у діапазоні T від 3000 до 10000 с може мати, по-перше, неприродний характер та бути пов'язаним із впливом техногенних факторів, або, по-друге, недоврахуванням неоднорідності джерела природного електромагнітного поля та сферичної симетрії Землі, неприпустимістю обробки спостережених даних у рамках моделі Тихонова – Кан'яра.

Аналогічна ситуація з кривими МТЗ в пунктах POT, ZAB та RAI: розбіжність кривих $\rho_{п}$ для різної поляризації складає від одного до більше ніж двох порядків; $\rho_{п\ ху}$ характеризується спадаючою гілкою: від 70 до 10 Ом•м, від ~ 100 до 30 Ом•м, від 10 до 8 Ом•м в діапазоні періодів від 10 до 1000 с. Саме на $T = 800 - 1000$ с спостерігаються мінімальні значення $\rho_{п}$, формальна інтерпретація припускає наявність високопровідної зони, верхня кромка якої коливається на рівні 20 – 50 км з S до 5000 См. Інша поляризація представлена високими значеннями $\rho_{п}$ в усьому частотному діапазоні 500 – 10^4 Ом•м. Так само, як в пункті MAR, спостерігається значний градієнт $\rho_{п}$ на $T > 5000$ с. Його пояснення на $T > 5000$ с може бути таким самим, як в пункті MAR. Аналіз кривих свідчить про неоднорідну тривимірну ситуацію як на поверхні, так і на глибині.

Поведінка кривих МТЗ в пунктах YOS, MIS та KAR суттєво відрізняється, розбіжність кривих не більша одного порядку в усьому частотному діапазоні, вони коливаються на рівні $10^2 - 10^3$. Не дивлячись на синхронний польовий запис та двоточкову обробку, якість отриманих кривих МТЗ (особливо для поляризації $\rho_{п\ ху}$) в пунктах MIS та KAR низька, тому індивідуальна інтерпретація ускладнена.

На псевдорозрізах $\rho_{п\ ху}$ (рис. 2.5) знаходиться аномальна область між пунктами MAR і YOS, між пунктами ZAB і RAI – високоомна зона, яка виклинюється з глибиною.

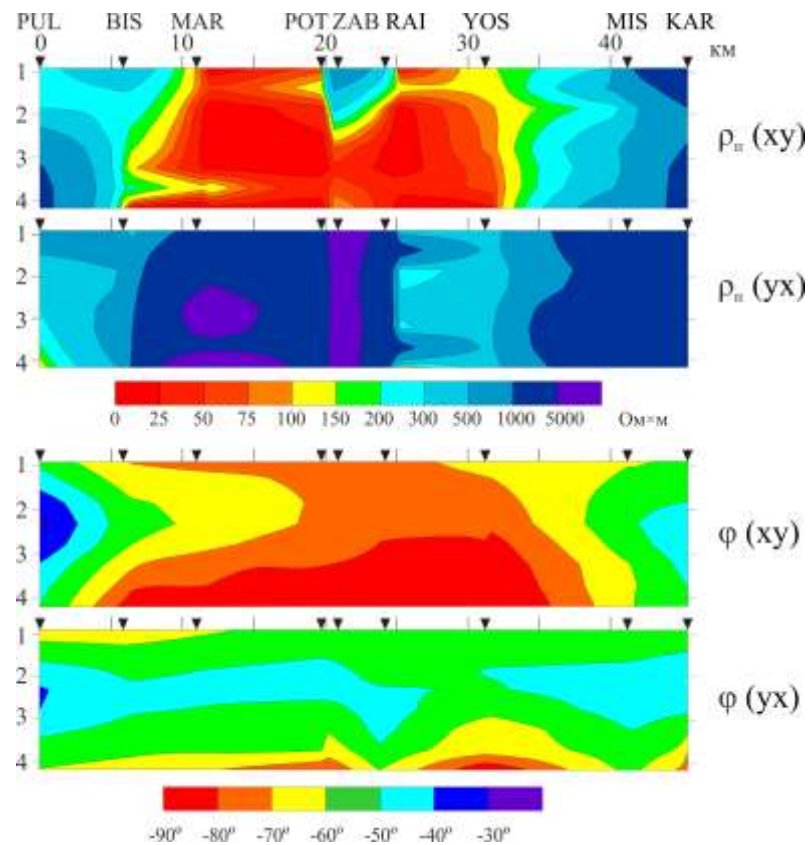


Рис. 2.5. Псевдорозрізи для ρ_p і ϕ (вертикальна шкала у логарифмічному масштабі) для пр. Радомишль – Фастів.

Фази імпедансу (ϕ) для пр. Радомишль – Фастів (див. рис. 2.4) в середньому менші за -45° , різниця ϕ для різної поляризації становить від 20° в пунктах PUL, BIS, ZAB, YOS, MIS і KAR до більше ніж 90° в пунктах MAR, POT і RAI, де ϕ_{xy} проходить через всі квадранти, здійснюючи майже повний оберт фази. Дисперсні співвідношення для трансформації кривих ρ_p у фазові чітко доказані для одновимірної моделі Тихонова – Кан'яра. Довгі роки це було одним із спірних питань магнітотелурики, а саме: існування дисперсних співвідношень для двовимірних та тривимірних моделей [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Можливо, є структури, які створюють ρ_p та фази імпедансу, що не пов'язані між собою перетворенням Гілберта. У нашому випадку в останніх пунктах амплітудні криві та фази імпедансу не відповідають одна одній. Існують приклади, коли виявлено порушення дисперсного співвідношення, яке характерне для моделей суперпозицій структур, які вміщують локальну приповерхневу неоднорідність над

глибинною регіональною структурою [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. І саме в центральній частині профілю в пунктах MAR, POT та RAI аналіз амплітудних кривих, їхня невідповідність фазовим кривим, специфічна поведінка фазових кривих можуть припускати при інтерпретації суперпозицію структур різного порядку на різних глибинних рівнях.

На псевдорозрізі значення φ_{xy} (рис. 2.5) знаходиться в інтервалі між -90° і -80° між пікетами 5 і 35 км, і в цей інтервал входять пункти BIS, MAR, POT, ZAB, RAI і YOS. Чітко виділяється кореляція аномальних структур.

Таким чином, якісний аналіз кривих МТЗ перетбачає наявність вздовж профілю ділянок, які відрізняються розподілом питомого опору. В пунктах MAR, POT, ZAB і RAI складна тривимірна структура, в якій можливі локальні та регіональні аномалії електропровідності.

2.3.2. Профіль Корнинський

Експериментальні роботи проводились у 2018 році [Ільєнко та ін., 2020] в шести пунктах спостереження, серед яких на півночі масиву: Королівка (KRL), розташована біля Корнинського гранітного родовища та Корнин (KRN), який знаходиться в зоні перетину Машеринського та Брусилівського розломів, а також на заході, за межами масиву, в пункті Соболівка (SBL), де розповсюджені бердичівські граніти і мігматити з останцями порід дністровсько-бузької серії (біотитові кристалічні сланці). Дослідження проводились 1 добу. У базовому пункті Рудка (RDK), який знаходиться на заході Корнинського гранітного масиву, спостереження тривали впродовж 7 діб. Відстань між пунктами в середньому складала 3 – 4 км.

У 2019 році [Ільєнко та ін., 2020] були проведені спостереження за межами Корнинського масиву – на сході від Вільшанського розлому в пунктах Суцанка (SUS) та Ставище (STA), які розташовані в межах кристалосланцевого та гранітного масивів відповідно, Федорівського блока Росинського мегаблока УЩ. Відстань між пунктами складала 7 км.

Профіль знаходиться в складній зоні чергування областей нормальних для території УЩ значень $\rho = 1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ на глибинах від 15 до 30 км в земній корі та високої провідності з $\rho = 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ в межах Чернівецько-Коростенської аномалії.

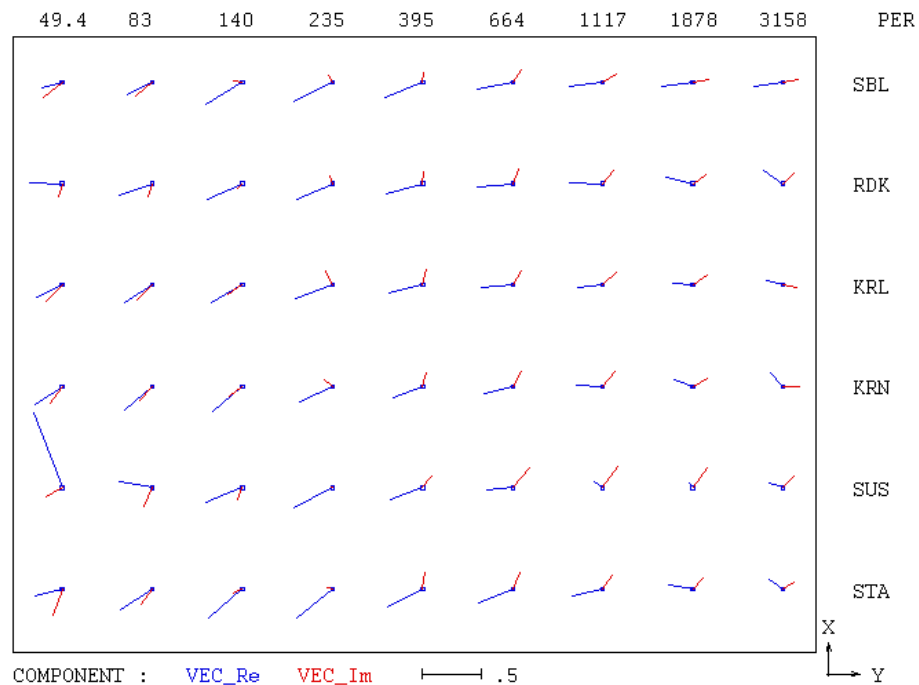


Рис. 2.6. Спостережені реальні (позначені синім кольором) і уявні (червоним) компоненти типера за даними МВП по пр. Корнинський.

Отримані сучасні спостереження комплексних індукційних параметрів не суперечать та доповнюють картину просторового розподілу \mathbf{W} . Майже на всіх частотах для всіх пунктів (рис. 2.6) спостерігається орієнтація $\text{Re}\mathbf{W}$ типера захід – південний захід. На коротких T до 100 с величини $\text{Im}\mathbf{W}$ та $\text{Re}\mathbf{W}$ співмірні. Незначний розворот в північній компоненті спостерігається між пунктами SBL та KRL, SUS та STA. Таке незначне варіювання орієнтації типерів, можливо, пов'язане з тим, що пункти спостереження розташовані в межах різних щодо складу мозаїчно розташованих комплексів гірських порід. А саме, пункт SBL – в гранат біотитових мігматитах, KRL – в гнейсах; SUS – в кристалосланцях, STA – в гранітах.

Максимум частотної характеристики (величиною в середньому 0,35) знаходиться на T біля 200 с. Зі збільшенням T до 1000 с кут між ReW та ImW знаходиться в інтервалі $90^\circ - 135^\circ$, величина останньої в 2 - 3 рази менша, що може характеризувати неоднорідний тривимірний глибинний розподіл електропровідності. Такий розподіл чіткіше проявляється на $T > 1500$ с у вигляді розвороту ReW на північний захід (особливо в пунктах RDK та KRN та наближеного до 0 в пункті SUS), а орієнтація ImW переважно східна та коливається в межах 45° , за величиною компоненти типера майже однакові.

У пункті SBL, який розташований за межами масиву, криві для обох поляризацій знаходяться на одному рівні: в середньому 300 Ом·м до $T = 200$ с (рис. 2.7). Зі збільшенням T криві ρ_{π} розходяться, і якщо значення ρ_{π} $_{yx}$ коливаються в межах 200 – 300 Ом·м, то ρ_{π} $_{yx}$ спадає до 100 Ом·м, вони знову тяжіють одна до одної, і на $T = 8000$ с мають значеннями ρ_{π} - 100 Ом·м. На цих кривих відсутня висхідна гілка на коротких T , що свідчить про відсутність провідного поверхневого осадового шару. Низхідна гілка на великих T виходить на рівень глобальних даних, але все ж таки вона за своїм низьким рівнем ρ_{π} не відповідає нормальній кривій МТЗ для УЩ ($\rho_{\pi} = 800 - 1000$ Ом м).

Криві МТЗ для різної поляризації (в межах Корнинського гранітного масиву) розходяться на всіх періодах. У пункті KRL рівень кривих ρ_{π} $_{yx} = 10000$ Ом·м та ρ_{π} $_{xy} = 1000$ Ом·м, на великих T криві ρ_{π} тяжіють до зближення, їх рівень майже на два порядки перевищує рівень глобальних даних. У пунктах RDK та KRN зберігається співвідношення кривих ρ_{π} для різної поляризації, хоча поведінка кривих відрізняється. Розходження кривих для різної поляризації зростає зі збільшенням T від менше ніж 0,5 до 1 порядку в пункті RDK, від 1 до 1,5 порядків в пункті KRN. Так ρ_{π} $_{yx}$ у всьому частотному діапазоні знаходиться на рівні 1000 Ом·м, ρ_{π} $_{xy}$ характеризується спадаючою гілкою від 700 до 100 Ом·м в пункті RDK, від 100 до 50 Ом·м – в пункті KRN.

За межами Корнинського масиву в пунктах SUS та STA поведінка кривих майже не відрізняється від останніх: розходження кривих збільшується зі зростанням періоду від 0 – 0,5 до більш ніж 1 порядку, рівень ρ_{π} $_{yx} - 1000 - 3000$

Ом·м, $\rho_{п\ xy}$ знижується від 300 – 500 до 100 Ом·м. У пункті SUS на T більше 10^3 спостерігаються значні похибки при розрахунку $\rho_{п\ xy}$.

Якщо не виконується співвідношення $\rho_{п\ xy} = \rho_{п\ yx}$, то це свідчить про наявність у горизонтально-шаруватому розрізі аномалій електропровідності (рис. 2.8), які можуть бути, як локальні поверхневі, так і глибинні в пунктах SBL (пікет 0–2 км), KRN (пікет 6–9 км) та STA (пікет 18–20 км). Вони краще проявились за інтерпретацією субширотного псевдорозрізу і меншою мірою – субмеридіонального. Остання неоднорідність не проявилася як електропровідна в значеннях ϕ .

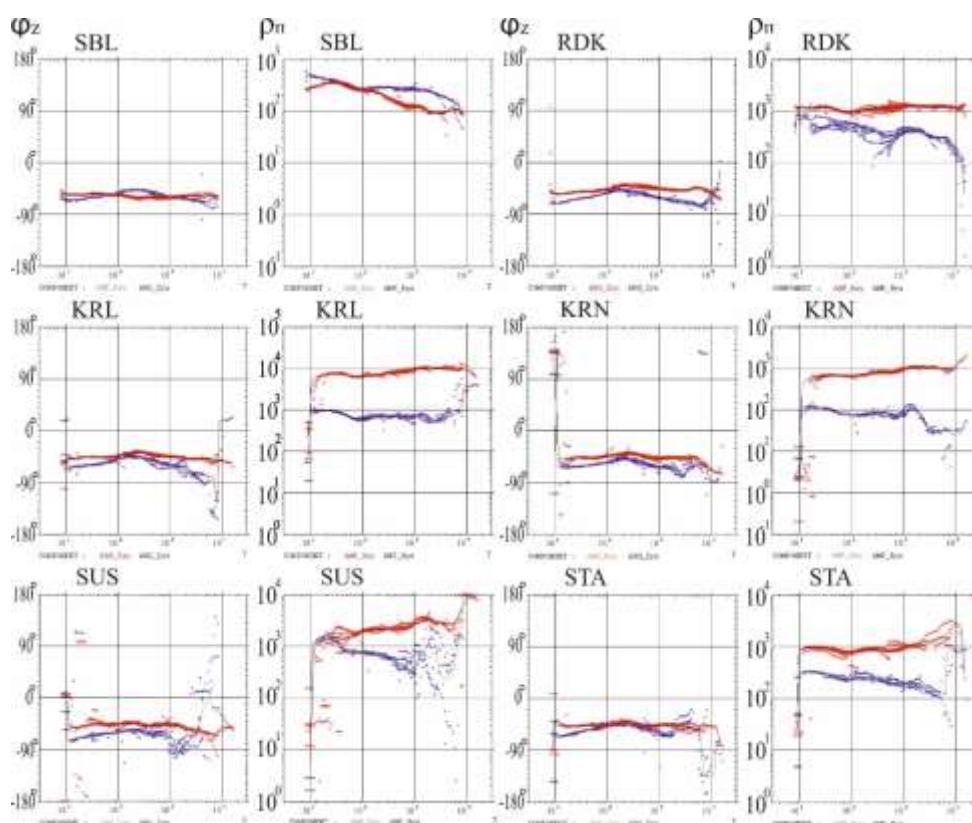


Рис. 2.7 Амплітудні і фазові криві МТЗ пр. Корнинський. Вертикальна шкала – фаза імпедансу і позірний опір, горизонтальна – період (секунди), (поляризацію xy позначено синім кольором; yx – червоним).

На всій площі значення кривих ϕ змінюються в діапазоні від -40° до -70° для T менше 1000 с, зі збільшенням T фаза знижується, тільки близько $T = 10000$ с в

пунктах RDK, KRL, KRN і SUS (підмети 4 - 14 км) ϕ для поляризації χ досягає значень менших за -75° .

Характерні ознаки кривих МТЗ субмеридіонального профілю Радомишль – Фастів, який розташований північніше на відстані 40 км, схожі з даними спостереженнями по Корнинському профілю, але в меншому інтервалі на підметах 6 – 9 км (рис. 2.8), що може вказувати на однакову геоелектричну обстановку в зоні Брусилівського глибинного розлому.

Геологічно корнинські граніти мало вивчені. Майже єдиний їх опис наведено в роботі [Бойченко, 2000]. Занурюючись під Кочерівський синклінорій, вони можуть являти собою апікальну частину гранітного масиву. Гравітаційне та магнітне поля над ним слабо від'ємні та не диференційовані. Це відповідає фізичним властивостям гранітів, які складають масив: щільність дорівнює $2,8 \text{ г/см}^3$, магнітна сприйнятливість (α) $30\text{--}70 \times 10^{-5}$ од. СІ для сірих гранітів і $70\text{--}150 \times 10^{-5}$ од. СІ для рожевих з калієвими польовими шпатами. Таким чином, безградієнтне рівне магнітне поле свідчить про розвиток сірих гранітів, і лише з крайових частин масиву з'являються магнітні аномалії, тобто рожеві граніти.

Взагалі треба відмітити малу кількість та різновидність жильної фази, що вказує на в'язкий стан речовини під час формування масиву та в подальшому малий розвиток розломів та тріщин, тобто відсутність шляхів для метасоматичних розчинів.

За магнітотелуричними дослідження чітко фіксується Центральний глибинний розлом у вигляді субвертикальної поверхневої низькоомної аномалії з $\rho_{\text{п}}$ близько $100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Отже, аналізуючи ці та дані профілю Радомишль – Фастів, можна констатувати, що в межах Волинського мегаблока УЩ Брусилівський глибинний розлом проявляється аномальною високопровідною з поверхні структурою. У межах Росинського мегаблоку Брусилівська ЗР не є повністю аномальною і тільки її окремі складові (Великоєрчиківський розлом) є аномальними, тут провідність зменшується майже в чотири рази і $\rho_{\text{п}}$ дорівнює близько $200 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

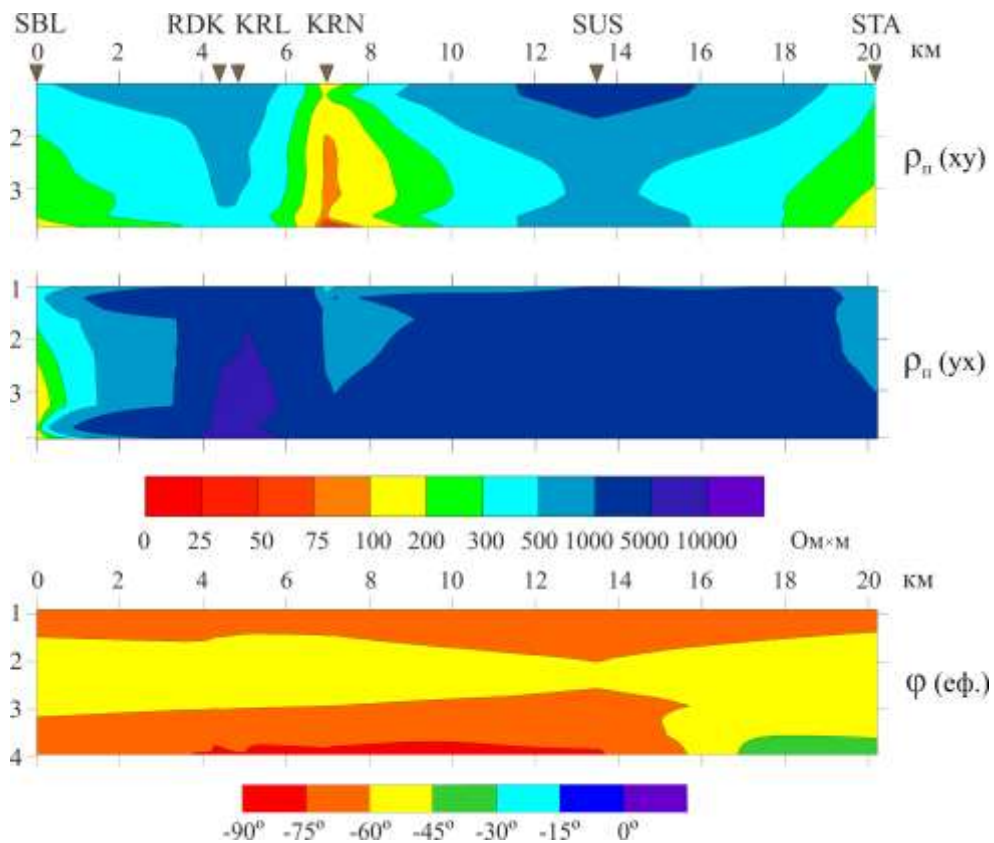


Рис 2.8. Псевдорозрізи $\rho_{п}$ і $\varphi_{(сф)}$ за пр. Корнинський для поляризації xy і yx (вертикальна шкала у логарифмічному масштабі).

З огляду на це, така видовжена, більш ніж на 150 км, структура з шириною від 1 до 8 км, яка змінює $\rho_{п}$ від 50 до 200 Ом·м, не може розглядатися як двовимірна і повинна інтерпретуватися в рамках тривимірних моделей.

Менш чітко виділяється як відносно електропровідна з поверхні, західна границя Корнинського масиву, яка, найімовірніше, пов'язана з поверхневою провідністю незначних осадових відкладів або тріщинуватістю порід кристалічного фундаменту то що.

Необхідно підкреслити, що на псевдорозрізах магнітотелуричних параметрів пункт SUS (пікет 14 км) не проявився як аномальний, але саме поведінка кривих для різної поляризації, а не їх рівень, та особливо низькі магнітоваріаційні характеристики можуть свідчити про те, що глибинну будову району необхідно віднести до неоднорідної. Тим паче, що цей пункт розташований поблизу зони метасоматично змінених порід та різнонаправлених

розломів низького рангу. Процеси вторинних змін в гранітоїдах не призводять до підвищення пористості, розчини, які відфільтровуються, одразу насичуються кальцієм та лугами і заповнюють шляхи просування флюїдів.

2.3.3. Профіль Ружин – Сквир

Виміри за пр. Ружин – Сквир (довжиною 56 км) [Ніколаєв та ін., 2019] були проведені в 2015 році в межах Подільського та Росинського мегаблоків УЩ. Кількість пунктів спостереження – 7, із заходу на схід перетинає Звіздаль-Заліську, Немирівську та Брусилівську ЗР.

Пр. Ружин – Сквир простягається майже субширотно, пункт Ружин (RUJ) розташований саме на Звіздаль-Заліській ЗР, а інші пункти (за винятком Вільнопілля (VIL)) – на сході від цієї ЗР: Топори (TOP), Кривошиївці (KRU), Ями (JAM), Сквир (SKV), Тхорівка (ТНО). У вигляді базового МТ/МВ пункту використовувались спостереження на польовому пункті Рогізна (RGZ), що розташований на півдні (Подільський мегаблок УЩ), на відстані біля 30 км від профілю.

Частотна характеристика індукційних параметрів (рис. 2.9), а саме компоненти ReW , зростає від 0,1 – 0,2 на $T = 30$ с до максимальних значень 0,4 на $T = 200 \div 300$ с, а потім зі збільшенням T зменшується до значення 0,2. Значення ImW майже у всіх пунктах профілю дуже малі, їх зростання до значень ReW спостерігається тільки на $T > 1500$ с.

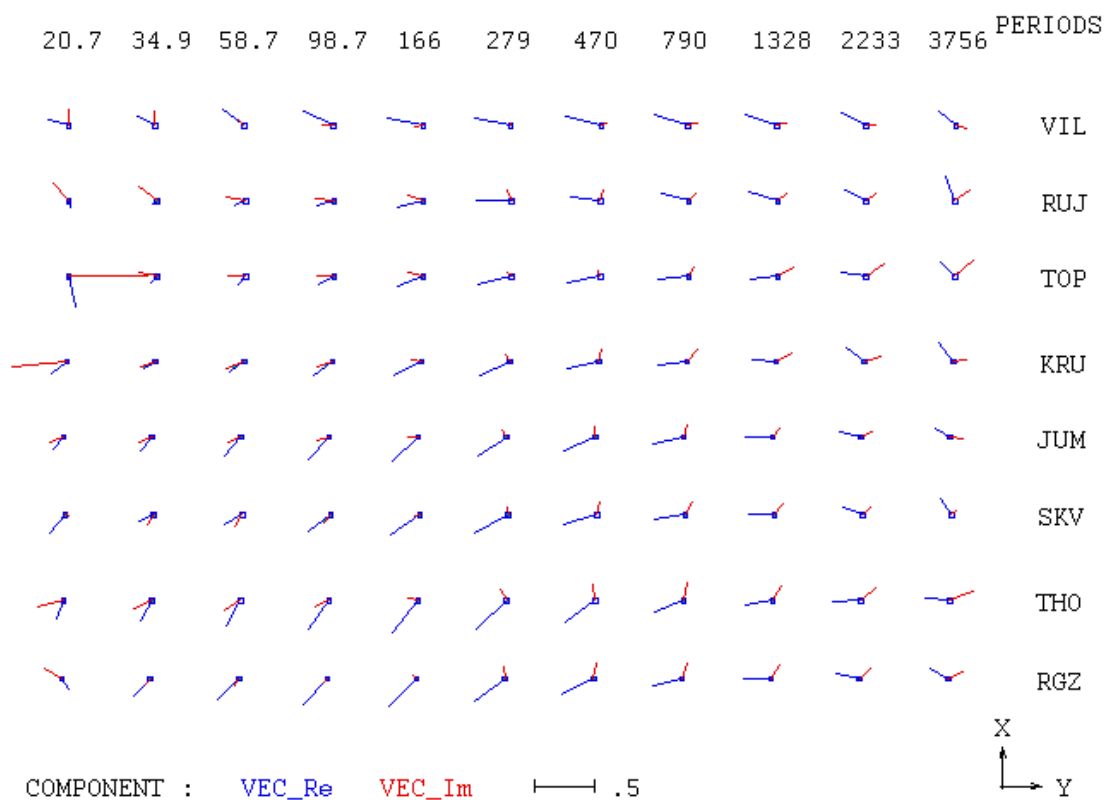


Рис. 2.9. Спостережені реальні (позначені синім кольором) і уявні (червоним) компоненти типера за даними МВП пр. Ружин – Сквиря.

Уздовж профілю орієнтація ReW на $T < 200$ с змінюється від північно-західного в пункті VIL до південно-західного починаючи з пункту KRU. Між ними в пунктах RUJ та TOP значення майже нульові, а орієнтацію важко визначити, тому, ймовірно, саме в цьому місці профілю проходить осьова частина приповерхневої аномалії електропровідності субширотного (схід – північний схід) простягання. Потрібно відмітити, що на $T < 30$ с ImW , а можливо, і ReW , в пунктах RUJ, TOP, KRU зазнають значного впливу від техногенних перешкод різної природи, не зважаючи на процедуру RR (віддалена база розташована в пункті RGZ), яку передбачає програма обробки електромагнітного поля PRC_MTMV [Варенцов, 2013]. У діапазоні $T = 300 - 1000$ с ReW між пунктами RUJ (північно-західна орієнтація) та THO (південно-західна орієнтація) направлені на захід, тому можна припустити, що вісь струмопровідної структури занурюється в тій частині профілю, де розташовані пункти TOP, KRU, JAM, SKV.

На $T > 1300$ с ReW в усіх пунктах профілю орієтована на північний захід та, скоріше за все, відображає нормальне вміщуюче середовище. Кут між ReW та ImW тяжіє до 90° в пунктах RUJ, TOP, KRU, що може свідчити про неоднорідну тривимірну ситуацію на глибині.

Таким чином, на пр. Ружин – Сквиря якісний аналіз типерів передбачає аномальну струмопровідну структуру субширотної орієнтації, яка з поверхні в західній частині заглиблюється на схід, де, можливо, описується складним розподілом телуричних струмів.

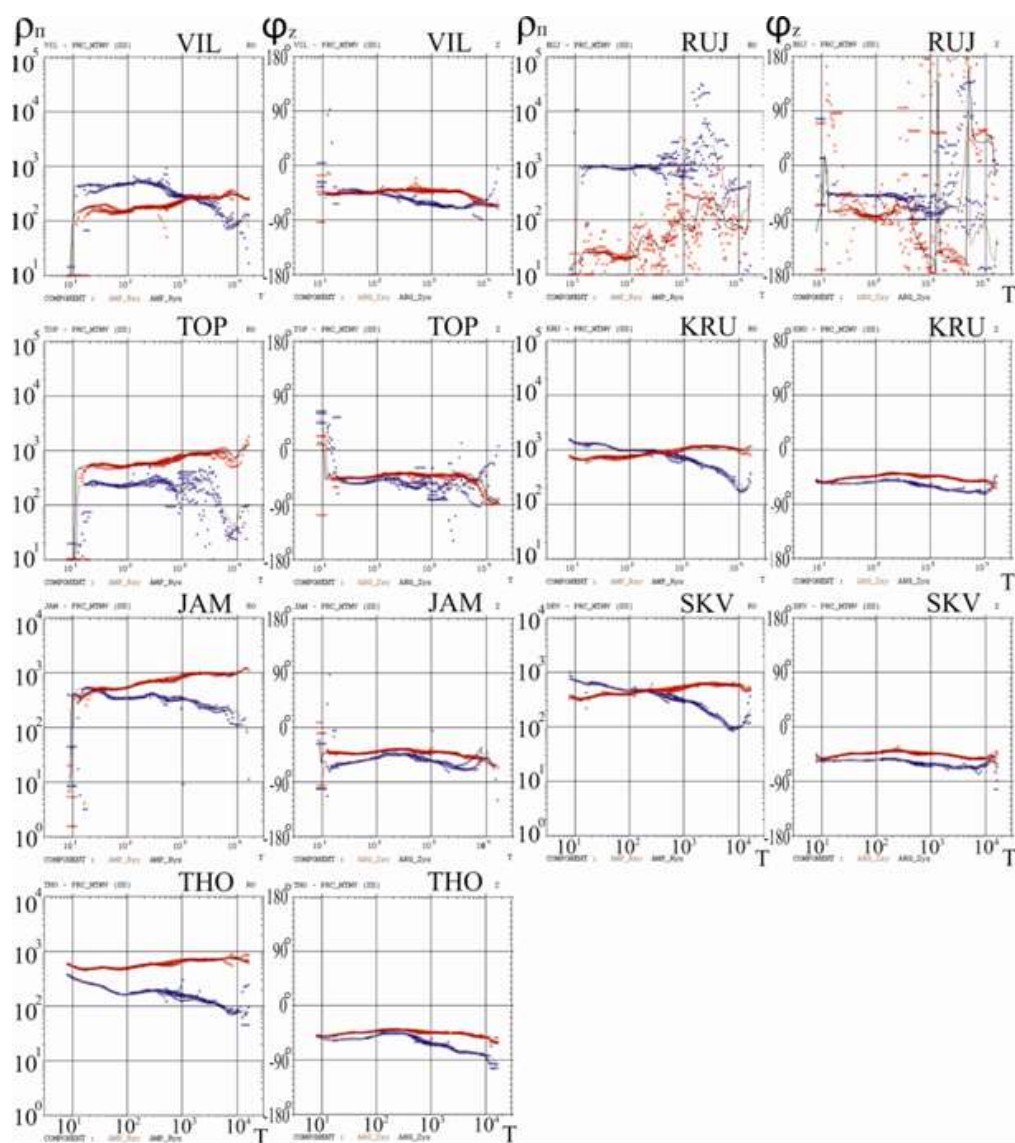


Рис. 2.10. Амплітудні і фазові криві МТЗ за пр. Ружин – Сквиря. Вертикальна шкала – фаза імпедансу і позірний опір, горизонтальна – період (секунди), поляризація ху позначена синім кольором; ух – червоним.

Криві МТЗ пр. Ружин – Сквиря (рис. 2.10) суттєво відрізняються від кривих на попередньому профілю. Тут рівень $\rho_{\text{п}}$ від 100 – 1000 Ом·м залишається однаковим майже у всьому частотному діапазоні для всіх кривих МТЗ, окрім пункту RUJ, де на коротких T криві для різних поляризацій розходяться майже на два порядки. За характером поведінки частотної залежності $\rho_{\text{п ху}}$ та $\rho_{\text{п ух}}$ криві вздовж профілю можна поділити на дві групи. До першої відносяться криві МТЗ в пунктах VII, RUJ, KRU, SKV, для яких характерно: на коротких T від 10 до 30 – 1500 с рівень $\rho_{\text{п ух}}$ (від 30 до 800 Ом·м) нижчий за $\rho_{\text{п ху}}$ (від 500 до 2000 Ом·м), зі збільшенням T криві за напрямками вимірювальних ліній перехрещуються і $\rho_{\text{п ух}}$ (від 150 – 1000 Ом·м) лежить вище ніж $\rho_{\text{п ху}}$ (10 – 1000 Ом·м, ця 1000 за рахунок пункту RUJ), розходження між кривими становить 0,5 порядку.

Співвідношення кривих для різних поляризацій в пункті RUJ аналогічне, але крива $\rho_{\text{п ух}}$ у всьому діапазоні, а $\rho_{\text{п ху}}$ на T більше 600 с визначається з великою похибкою, розкид якої досягає більшого порядку, але залишається тенденція поведінки, а саме, можливого перетину кривих на великих T . До другої групи відносяться криві у пунктах TOP, JAM та ТНО (вони знаходяться трохи на південь від першої групи). Цим кривим властива наступна поведінка: відсутність перетину кривих для різної орієнтації вимірювальних ліній, збільшення розходження рівня $\rho_{\text{п}}$ зі збільшенням періоду: $\rho_{\text{п}}$ від 400 – 700 Ом·м для поляризації $\rho_{\text{п ух}}$ зростає до 900 – 1000 Ом·м, а для поляризації $\rho_{\text{п ху}}$ зменшується до 30 – 200 Ом·м.

На пр. Ружин – Сквиря φ змінюється в широкому діапазоні, для T менше 1000 с від -40° до -70° , зі збільшенням T фази здебільшого мають нижчі значення від -50° до -90° (рис. 2.10), що припускає наявність глибинної високопровідної зони. Незважаючи на незначну похибку, визначення φ (окрім пункту RUJ, де якість запису низька, та параметри обробки важко піддаються інтерпретації), криві φ не завжди відповідають амплітудним кривим.

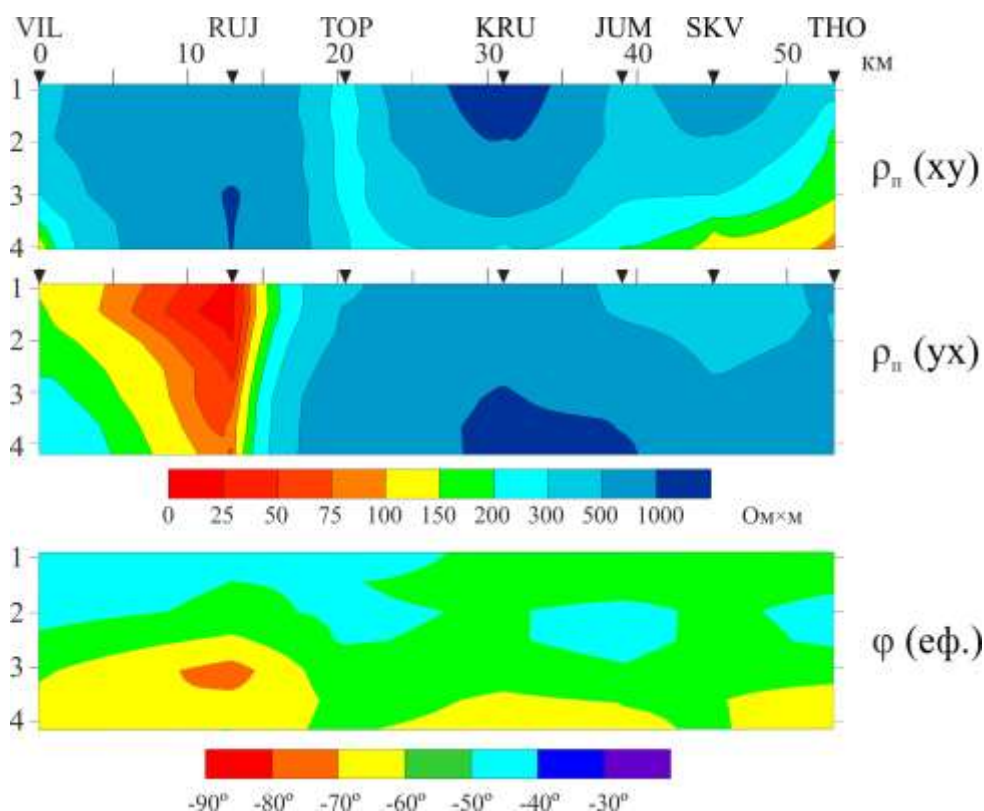


Рис. 2.11. Псевдорозрізи ρ_{π} та $\varphi(\epsilon\varphi)$ (вертикальна шкала у логарифмічному масштабі) за пр. Ружин – Сквир.

На псевдорозрізах ρ_{π} (рис. 2.11) аномально низькі значення $\rho_{\pi yx}$ від 0 до 150 Ом·м чітко проявляються між пікетами 0 і 15 км в межах пунктів VIL і RUJ, також на пікеті 20 км в пункті TOP спостерігаються понижені значення від 200 до 300 Ом·м (для поляризації $\rho_{\pi xy}$) у всьому діапазоні періодів. Пункт RUJ зі значеннями $\rho_{\pi} = 0\text{--}100$ Ом·м просторово розташований посередині Звіздаль-Заліської ЗР, TOP – в межах Погребищенського глибинного розлому.

Найбільші аномальні значення за псевдорозрізом $\varphi(\epsilon\varphi)$ (рис. 2.11), які співпадають з високою провідністю на псевдорозрізах ρ_{π} (пікети 10 – 15 км), знаходяться в межах Звіздаль-Заліської ЗР.

Аналіз кривих МТЗ вздовж пр. Ружин – Сквир виділяє декілька структур: локальну поверхневу провідну зону в околиці пунктів RUJ та, ймовірно, TOP, які знаходяться у Звіздаль-Заліській ЗР; приповерхневу субширотну, яка, напевно, заглиблюється на схід та може відповідати геологічній структурі, а саме:

Самгородському розлому другого порядку, та регіональну (або її вплив) для всіх пунктів профілю.

2.3.4. Профіль Белилівка – Антонів

У 2018 році в межах Подільського та Росинського мегаблоків УЩ проводились МТЗ дослідження за пр. Белилівка – Антонів [Ільєнко та ін., 2019а, 2019б; Пуєнко et al., 2019]. Зареєстровано електромагнітні поля в 7 пунктах, відстань між польовими пунктами в середньому складала до 10 км. Було отримано оцінки типерів для T геомагнітних варіацій від 50 до 3400 с, для кривих ρ_p та ϕ від 20 до 10000 с.

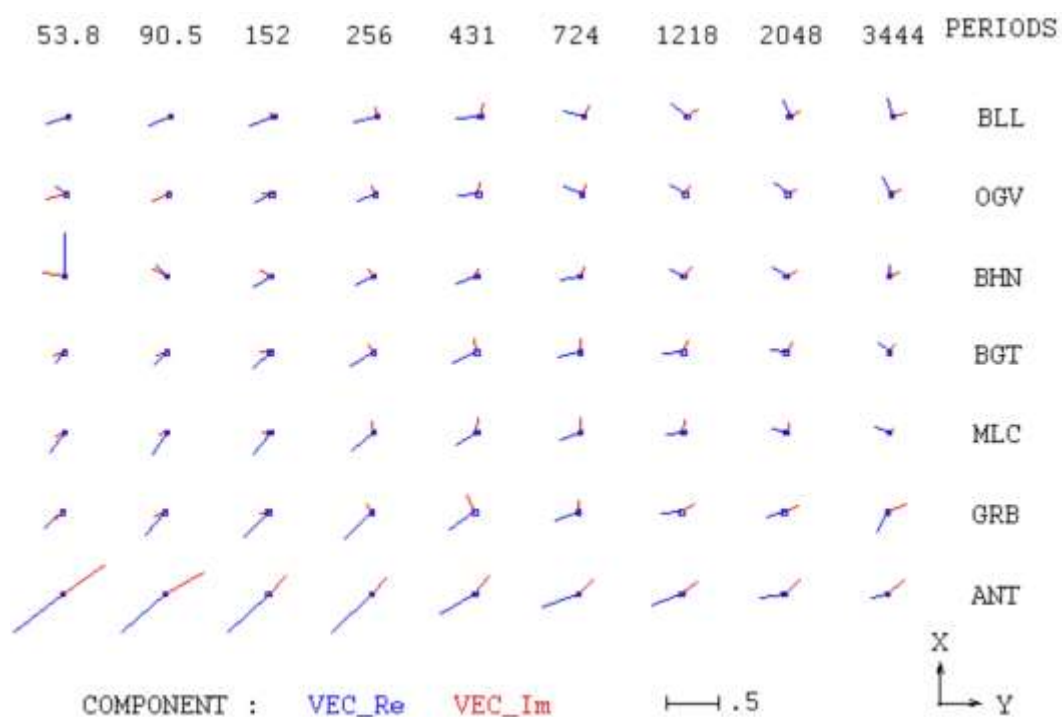


Рис. 2.12. Спостережені реальні (позначені синім кольором) та уявні (червоним) компоненти типера за даними МВП пр. Белилівка – Антонів.

Максимуми частотних характеристик комплексних індукційних параметрів для пунктів пр. Белилівка – Антонів відповідають $T = 250$ с та досягають значень

0,3 – 0,6 (рис. 2.12). Орієнтація реальних компонент типера у всіх пунктах та на більшості T переважно західна – південно-західна, значення ReW в середньому становить 0,3, але коливається в широких межах від 0,1 до 0,6. Уявна компонента для $T < 1000$ с має величину 0,1 за винятком пункту ANT, де у всьому частотному діапазоні величини ReW та ImW майже однакові та колінеарні.

На T до 100 с спостерігається розворот в широтній компоненті типерів між пунктами BHN та MLC (на пікетах від 23 до 32 км), що може свідчити про наявність локальної поверхневої аномалії субмеридіонального простягання.

Аналогічна ситуація характерна і для $T > 700$ с. Але зі збільшенням T вісь аномалії (між пунктами: OGV та BHN на $T = 720$ с, BHN та BGT $T = 1200$ с, MLC та GRB $T > 2000$ с) зміщується та занурюється на схід. Загальна довжина аномалії вздовж профілю становить 30 км, розташована між пікетами 18 та 48 км.

Український щит характеризується низькими значеннями S_{oc} та їх варіацією від 100 до 0,5 См. Карти-схеми S_{oc} , що були складені на основі МТ досліджень [Белявский, Кулик, 1998; Ingerov et al., 1999] в районі, що вивчається, вказують на дуже низьку провідність поверхневих відкладів до 5 – 10 См. Експериментальні спостереження свідчать про те, що для переважної більшості пунктів профілю Белилівка – Антонів S_{oc} (рис. 2.13) становить від 80 до 90 См, винятком є пункт BLL, де $S_{oc} \sim 160$ См.

Криві МТЗ пр. Белилівка – Антонів (рис. 2.13) мають рівень $\rho_{п}$ від 100 – 1000 Ом·м, відношення між ними для різної поляризації залишається однаковим майже у всьому частотному діапазоні за винятком пункту BLL. Тут розходження $\rho_{п}$ становить майже порядок, $T = 10$ с відповідають значення $\rho_{п\ xy} = 700$ Ом·м та $\rho_{п\ yx} = 100$ Ом·м. Зі збільшенням $T > 1000$ с криві прагнуть зійтись на рівні 300 Ом·м. Криві фази імпедансу не відповідають амплітудним кривим $\rho_{п}$. З якісної інтерпретації амплітудних кривих виходить, що саме тут повинна знаходитись локальна приповерхнева аномалія електропровідності.

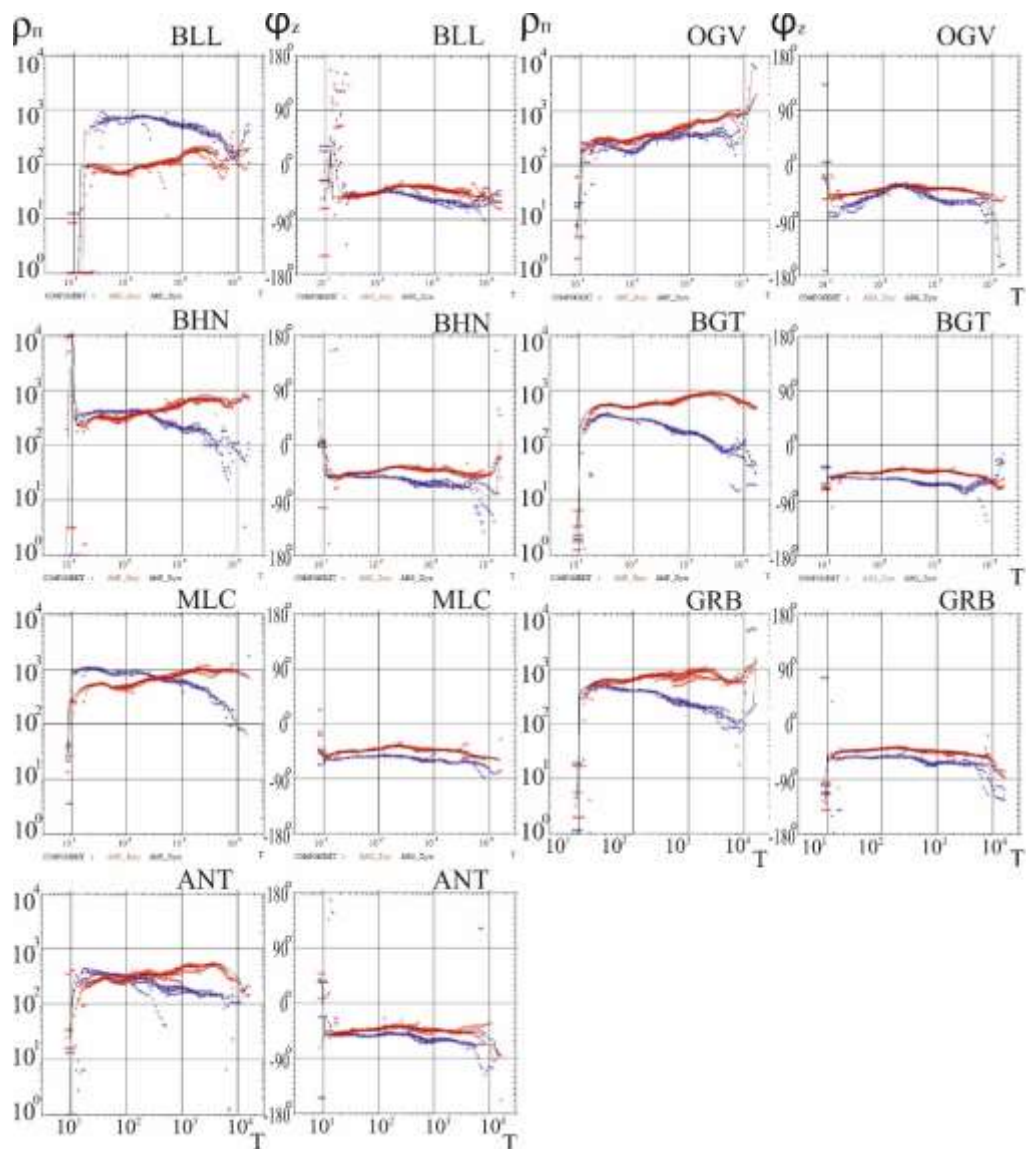


Рис. 2.13. Амплітудні і фазові криві МТЗ за пр. Белилівка – Антонів. Вертикальна шкала – фаза імпедансу та позірний опір, горизонтальна – період (секунди), поляризація ху позначена синім кольором; ух – червоним.

За поведінкою кривих ρ_{xx} в решті пунктів профілю їх можна поділити на дві групи:

- до першої відносяться пункти OGV, BGT та GRB, де криві ρ_{xx} для двох поляризацій на $T = 10$ с мають однаковий рівень від 200 до 300 Ом·м, та далі зі збільшенням T розходяться, ρ_{xx} ху досягає значень 1000 Ом·м, а ρ_{xx} ух падає до 400 – 100 Ом·м.
- до другої – пункти BHN, MLC та ANT, де криві для різних вимірювальних ліній перехрещуються на $T = 200 – 300$ с та відбувається зміна поляризації з

подальшим розходженням кривих майже до 0,5 – 1 порядку ($\rho_{п\ xy}$ падає до 150 – 100 Ом·м, $\rho_{п\ yx}$ зростає до 600 – 1000 Ом·м).

Майже всі пункти спостережень розташовані в ЗР або їх перетинах. На псевдорозрізах $\rho_{п}$ (рис. 2.14) перша група чітко проявляється на 8, 28 та 49 км в понижених значеннях від 150 до 500 Ом·м (для поляризації $\rho_{п\ xy}$), з різкою зміною (в пунктах OGV (8 км) та GRB (49 км)) та низькими значеннями $\rho_{п\ yx}$ на коротких періодах. Так, пункт OGV просторово розташований в межах Огіївського, BGT – Таборівського, GRB – Варварівського розломів.

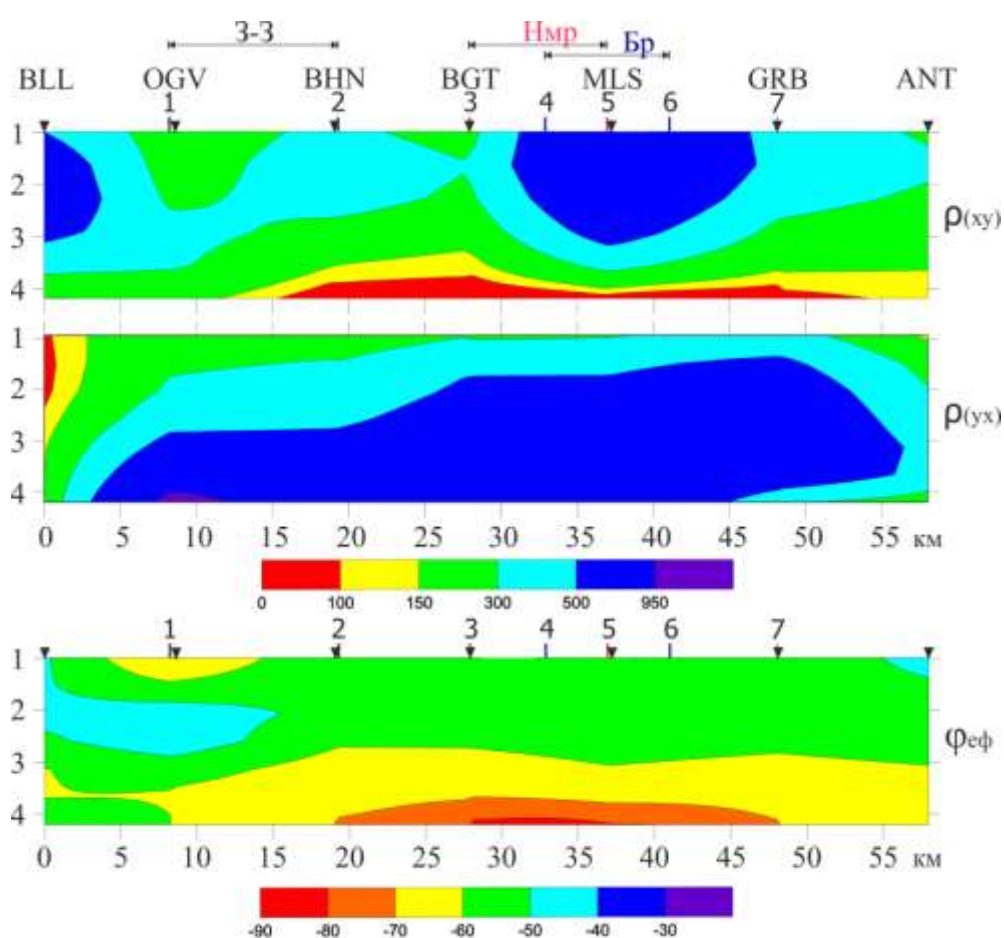


Рис. 2.14. Псевдорозрізи $\rho_{п}$ і $\varphi_{(еф)}$ (вертикальна шкала у логарифмічному масштабі) за пр. Белилівка – Антонів. Скорочення: 3-3 – Звідаль-Заліська ЗР; Hmp – Немирівська ЗР; Br – Брусилівська ЗР. Цифрами позначено глибинні розломи: 1 – Огіївський, 2 – Погребищенський, 3 – Таборівський, 4 – Кочерівський, 5 – Павлівський, 6 – Великоєрчиківський, 7 – Варварівський.

Звіздаль-Заліська ЗР на профілі розташована між 8 (OGV) на 19 км (BHN) (рис. 2.14). Приповерхнева аномальна структура за псевдорозрізами $\varphi_{(сф)}$ (пікети 4 – 14 км), яка співпадає з високою провідністю на псевдорозрізах $\rho_{п}$ (пікети 5 – 16 км), відповідає Огіївському розлому та західній частині Звіздаль-Заліської ЗР. Пункт BHN знаходиться в межах Погребищенського глибинного розлому, саме з нього проявляється глибинна аномалія на псевдорозрізах $\varphi_{(сф)}$, яка простежується майже до 49 км, де знаходиться пункт GRB над Варварівським розломом. Найбільша електропровідність за φ спостерігається між 28 (BGT, Таборівський розлом) та 35 км (на 37 км розташований пункт MLC, Павлівський розлом), які територіально співпадають з Немирівською ЗР.

Низькі значення $\rho_{п\ xy}$ до 100 Ом·м в нижній частині псевдорозрізу на пікетах від 16 до 55 км добре узгоджуються з аномалією φ на великих $T > 3500$ с. Її максимальний підйом по глибині спостерігається в районі Таборівського розлому на пікетах 25 – 30 км.

2.3.5. Профіль Ширмівка – Логвин

Дослідження за пр. Ширмівка-Логвин були проведені в 2018 році в межах Подільського та Росинського мегаблоків УЩ [Ільєнко та ін., 2019а, 2019б]. Було проведено вимірювання в 8 пунктах спостережень, відстань між ними складала 6 км.

По пр. Ширмівка – Логвин модулі індукційних параметрів ReW збільшуються від 0,2 до 0,4, значення ImW знаходяться в інтервалі 0,1 – 0,25. Кут між ReW та ImW на T від 200 до 1000 с близький до 90°. І тільки на $T > 1200$ с в центральній частині профілю (від BRK до RDS) компоненти типерів майже колінеарні. Максимум частотних характеристик знаходиться на $T = 150$ с і сягає значень від 0,2 до 0,4 (рис. 2.15).

На T до 90 с спостерігається такий же розворот в широтній компоненті типерів між пунктами BRK та SRG (на пікетах від 14 до 21 км), як і на пр. Белилівка – Антонів. Це може бути продовженням на південь та можливим

вклинюванням до поверхні аномалії субмеридіального простягання, яка скоріше за все пов'язана з електропровідністю Таборівського розлому. Така поведінка типерів також спостерігається на пр. Ружин – Сквирі і на півночі пов'язана з Самгородським субширотним розломом.

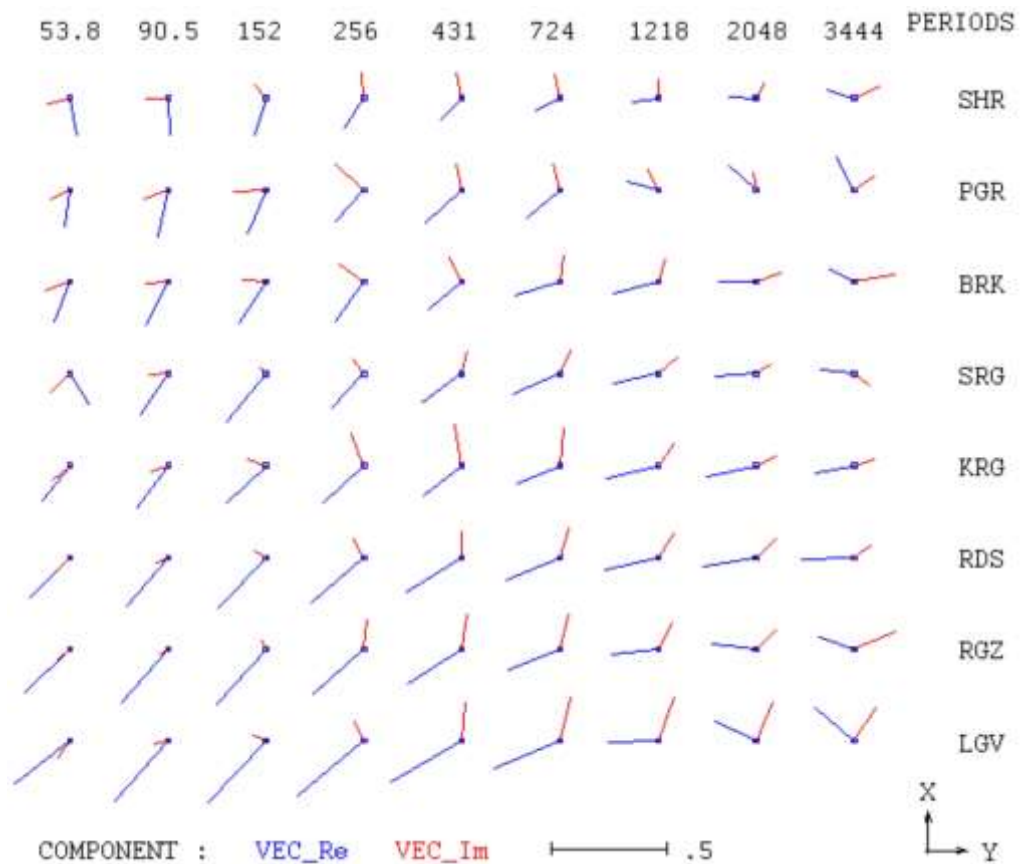


Рис. 2.15. Спостережені реальні (позначені синім кольором) і уявні (червоним) компоненти типера за даними МВП за пр. Ширмівка – Логвин.

На $T > 1200$ с в широтній компоненті ReW типера фіксується розворот, що може бути наслідком аномалії електропровідності (виділеної за МВП на пр. Белилівка – Антонів), вісь якої (між пунктами: PGR та BRK на $T = 1200$ с, SRG та KRG – $T = 3400$ с) зміщується та занурюється на схід, як і на пр. Белилівка – Антонів. Загальна довжина аномалії вздовж профілю становить більше 10 км між пікетами 7 та 21 км. Згідно з інтерпретацією для пр. Ружин – Сквирі, аналогічна струмопровідна структура спостерігається на $T = 300 - 1000$ с, в той час як північніше за даними пр. Радомишль – Фастів такої аномалії не виявлено.

Таким чином, можна припустити наявність єдиної глибинної аномалії електропровідності, яка занурюється на глибину з півночі на південь, приблизно від субширотного Самгородського розлому (або північніше від нього на відстань не більше ніж 5 км) до перетину Звездаль-Заліської та Немирівської ЗР, а можливо, і далі. Її західна межа проходить по центральній частині Звездаль-Заліської ЗР, східна має південно-західне направлення та частково співпадає з окремими ділянками Павлівського та Великоєрчиківського розломів.

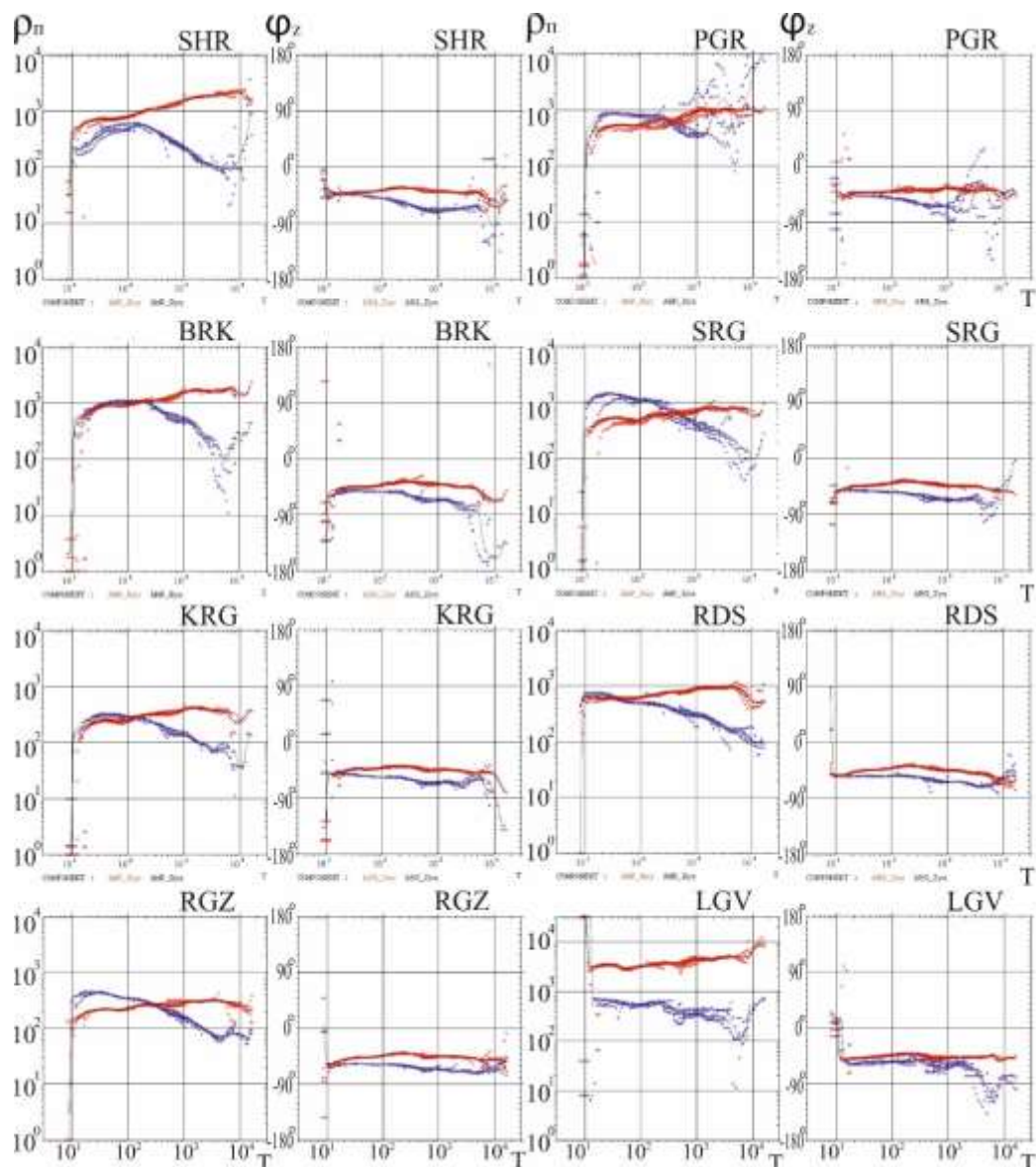


Рис. 2.16. Амплітудні і фазові криві МТЗ за пр. Ширмівка – Логвин. Вертикальна шкала - фаза імпедансу та позірний опір, горизонтальна – період (секунди), поляризація u_x позначена синім кольором; u_y – червоним.

Експериментальні спостереження свідчать про те, що для переважної більшості для пунктів пр. Ширмівка – Логвин (рис. 2.16) $S_{oc} = 40 - 90$ См, з мінімальними значеннями в пункті LGV – 30 См.

Криві ρ_{Π} пр. Ширмівка – Логвин суттєво не відрізняються від пр. Белилівка – Антонів, окрім пункту LGV, де рівні кривих для різної поляризації розходяться майже на 1 – 2 порядки у всьому частотному діапазоні.

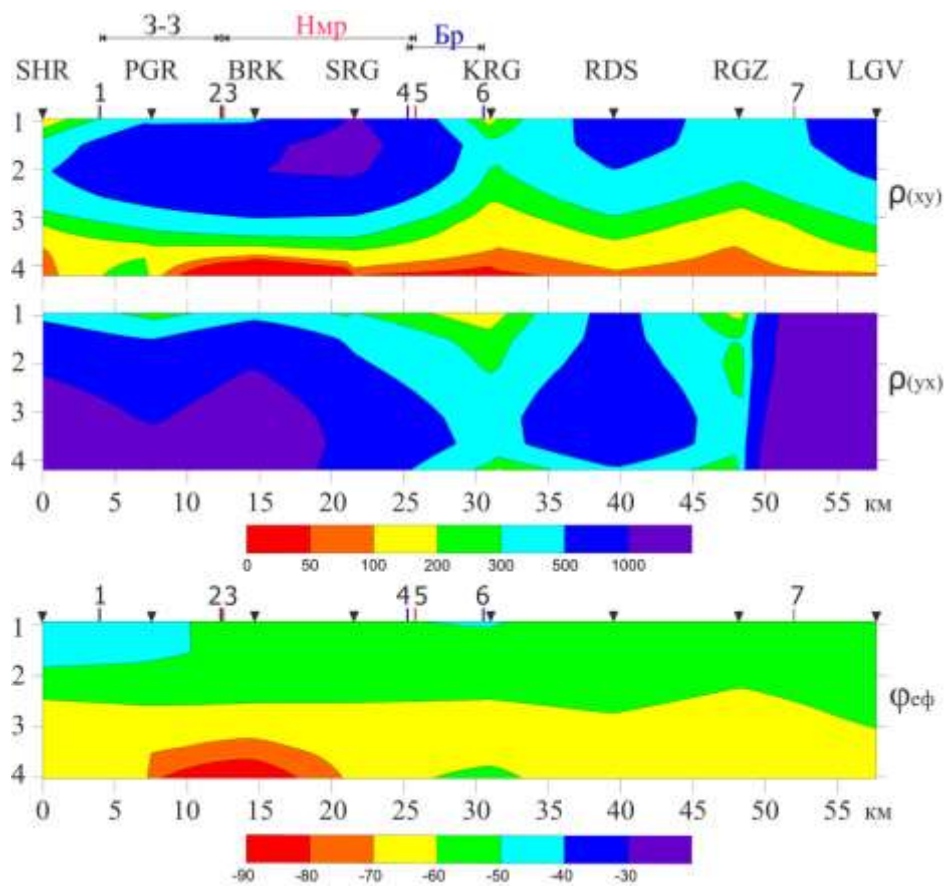


Рис. 2.17. Псевдорозрізи розподілу ρ_{Π} і $\varphi_{(ef)}$ (вертикальна шкала у логарифмічному масштабі) за пр. Ширмівка – Логвин. Скорочення: З-З – Звездаль-Заліська ЗР; Нмр – Немирівська ЗР; Бр – Брусилівська ЗР. Глибинні розломи: 1 – Огіївський, 2 – Погребіщенський, 3 – Таборівський, 4 – Кочерівський, 5 – Павлівський, 6 – Великоерчиківський, 7 – Варварівський.

Майже на всіх пунктах криві для різної поляризації телуричного поля співпадають за значеннями ($100 < \rho_{\Pi} < 1000$ Ом·м) до $T = 200 < 600$ с або

перехрещуються на цих T та відбувається їх зміна з подальшим розходженням, яке може досягати від 0,5 до 1,5 порядків. На кривих у пунктах SHR та RDS це починається на $T \leq 100$ с. Майже всі криві $\rho_{п\ xy}$ в області великих періодів виходять на глобальні дані.

Псевдорозрізи $\rho_{п}$ (рис. 2.17) можна розділити на дві частини, і якщо на сході пр. Ширмівка – Логвин за 25 пікетом спостерігається зміна рівня $\rho_{п}$ в залежності від зміни S_{oc} , то в правій частині профілю такого не відбувається. Чітко виділяються зони низьких значень $\rho_{п}$ на пікетах 30 (пункт KRG) та біля 50 км (пункт RGZ), які просторово співпадають з Великоєрчиківським та Варварівським розломами.

Псевдорозрізи $\varphi_{(ef)}$ профілю (рис. 2.17) між пікетами 7 та 21 км характеризуються значеннями більшими за 75° . За ними можна виділити глибинну зону високої електропровідності між осьовими частинами Звіздаль-Заліської та Немирівської ЗР з максимальним підйомом в Погребищенському та Таборівському розломах. Частково вона співпадає з просторовим розташуванням аномалії в районі Таборівського розлому пр. Белилівка – Антонів, яка припускалась за даними МВП та розташована між Звіздаль-Заліською та Брусиловською ЗР. Крива $\rho_{п\ ух}$ (LGV) характеризується значним рівнем $\rho_{п} = 3000 - 8000$ Ом·м.

2.3.6. Профіль Ординці – Лобачів

Дослідження за пр. Ординці – Лобачів, що перетинає Подільський і Росинський мегаблоки УЩ із заходу на схід проводилися у 2019 році, у 5 пунктах спостереження, відстань між ними складає у середньому 15 км.

Модулі індукційних параметрів ReW здебільшого змінюються від 0,2 до 0,4 (виняток пункт ORD де на T від 50 до 150 с значення ReW сягає 1), значення ImW знаходяться в інтервалі 0,1 – 0,5. Максимум частотних характеристик знаходиться на $T = 200$ с і має значення 0,3 – 0,4 (рис. 2.18).

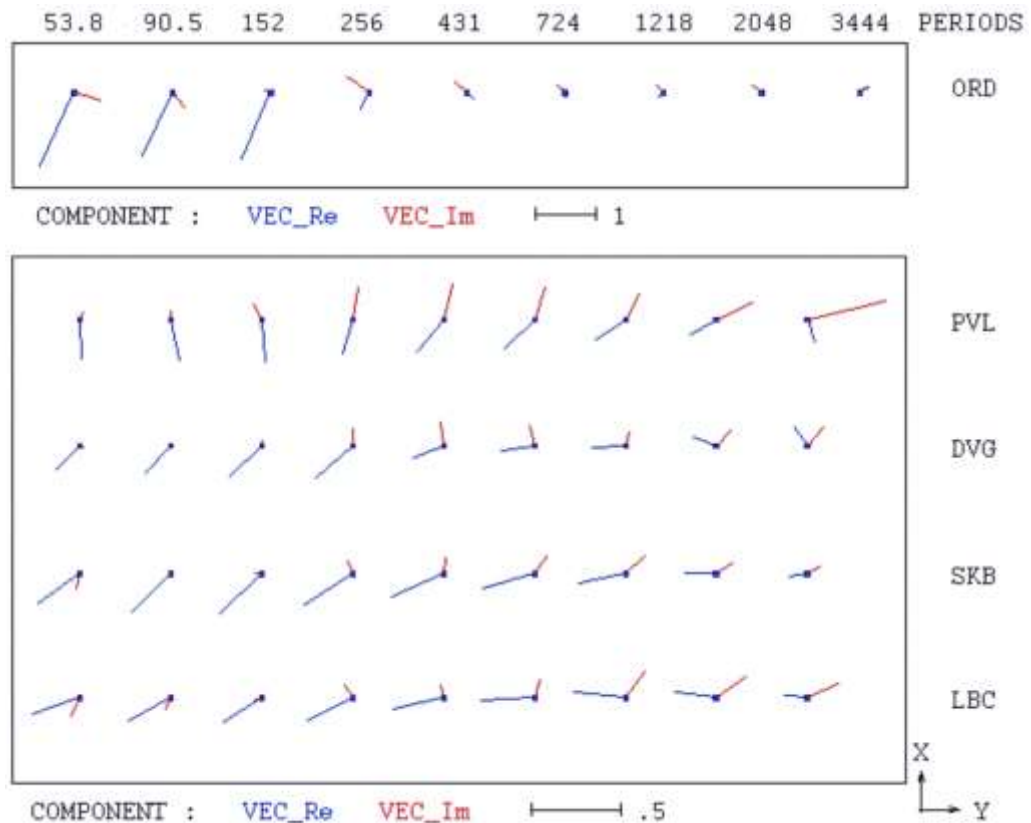


Рис. 2.18. Спостережені реальні (позначені синім кольором) та уявні (червоним) компоненти типера за даними МВП пр. Ординці – Лобачів.

Розглядаючи напрям ReW компоненти типера, профіль можна розділити на дві частини: перша частина з пунктами ORD, PVL має переважно південну орієнтацію ReW до $T = 400$ с та розвертається на південний захід зі збільшенням T ; друга – пункти DVG, SKB і LBC, тут ReW розвертається із південно-західної на малих періодах до західної на високих.

Слід відмітити, що значення ReW і ImW компонент типера на T менших 250 с, для пункту ORD, мають значну похибку розрахунків. З збільшенням періоду значення ReW знижується до менше 0,1.

Три східні пункти профілю (DVG, SKB і LBC) мають схожі характеристики на T від 250 до 700 с, кут між компонентами типера прямує до 90° . Особливо сильно це помітно в пункті DVG, де таке співвідношення спостерігається й на більших періодах та може вказувати на неоднорідну тривимірну ситуацію на глибині. В пункті PVL у всьому діапазоні періодів величини ReW та ImW майже однакові та колінеарні.

Значення амплітудних кривих ρ_{Π} для різної поляризації (рис. 2.19) не розходяться більш ніж на порядок, відношення між ними залишається однаковим майже у всьому частотному діапазоні (за винятком пункту SKB). У пунктах ORD і DVG спостерігається значний техногенний вплив, значення ρ_{Π} розпорошені в діапазоні від 10 до 1000 Ом·м.

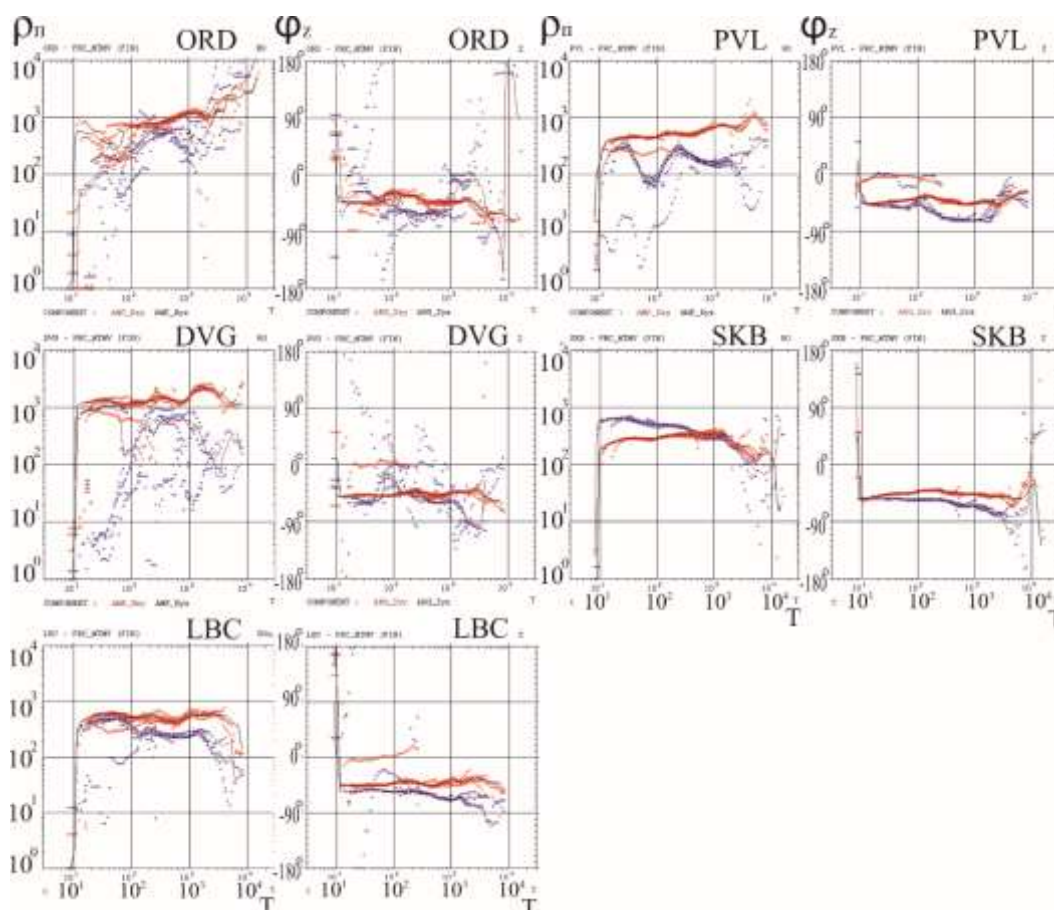


Рис. 2.19. Амплітудні і фазові криві МТЗ за пр. Ординці – Лобачів. Вертикальна шкала – фаза імпедансу і позірний опір, горизонтальна – період (секунди), поляризація x_u позначена синім кольором; y_u – червоним.

У пункті SKB розходження кривих ρ_{Π} становить майже половину порядку на $T=10$ с, $\rho_{\Pi x_u} = 600$ та $\rho_{\Pi y_u} = 200$ Ом·м. Зі збільшенням $T > 1000$ с криві прагнуть зійтись на рівні 300 Ом·м.

Поведінка кривих МТЗ в пунктах PVL та LBC характеризується схожими закономірностями. Криві ρ_{Π} для двох поляризацій на $T = 20$ с мають однаковий рівень від 200 до 300 Ом·м, далі зі збільшенням T розходяться, $\rho_{\Pi xy}$ досягає значень 200 – 300 Ом·м, а $\rho_{\Pi yx}$ падає до 700 Ом·м.

Значення кривих φ змінюється в широкому діапазоні, для T менше 1000 с від -40° до -70° , зі збільшенням T фази здебільшого мають нижчі значення від -50° до -80° (рис. 2.19). Як зазначалось вище, в пунктах ORD і DVG якість запису низька, параметри обробки важко піддаються інтерпретації.

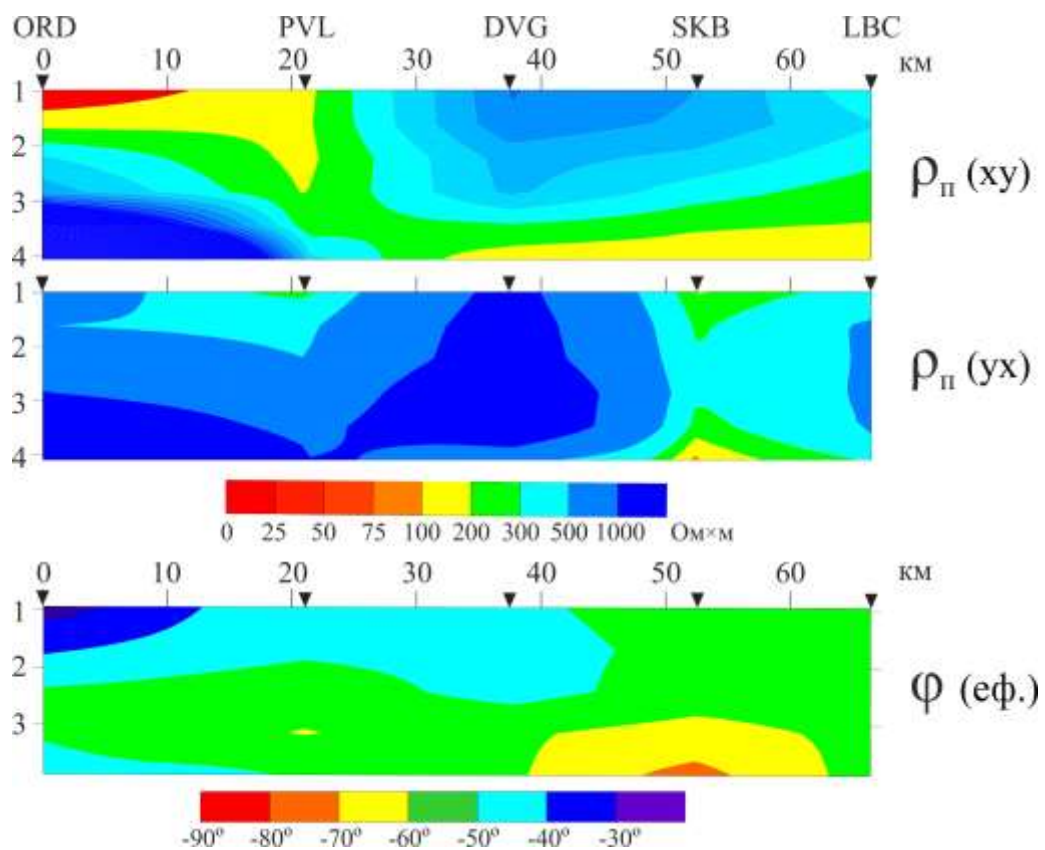


Рис. 2.20. Псевдорозрізи розподілу ρ_{Π} і $\varphi_{(e\phi)}$ (вертикальна шкала у логарифмічному масштабі) за пр. Ординці – Лобачів.

На псевдорозрізі ρ_{Π} (рис. 2.20) між пікетами 0-20 км в пунктах ORD і PVL проявляються понижені значення від 0 до 200 Ом·м (для поляризації $\rho_{\Pi xy}$) і низькі значення $\rho_{\Pi yx}$ в межах пікетів 50 – 60 км в пункті SKB на коротких періодах, також висока електропровідність спостерігається між пікетами 30 і 60 км. Пункт

PVL просторово розташований в межах Погребищенського глибинного розлому. На псевдорозрізі $\varphi_{(e\phi)}$ профілю значення φ в своїй основі є не аномальними. Єдиний виняток знаходиться на високих періодах поміж пікетами 50 і 55 км (пункту SKB), характеризуючись значеннями більшими як -75° .

Аналізуючи криві МТЗ вздовж пр. Ординці – Лобачів, можна виділити декілька локальних приповерхневих структур: провідну зону в околиці пунктів ORD і PVL, в останньому приурочену до Погребищенського розлому, і субпаралельну вздовж пункту SKB.

2.3.7. Профіль Зозів – Стрижавка

Дослідження за пр. Зозів – Стрижавка були проведені у 2019 році. Повністю знаходиться в межах Росинського мегаблока УЩ, самий західний пункт ZZV розташований в Немирівській ЗР, яка в цьому місці є міжмегаблоковою [Гинтов, 2005]. Виміри проведено у 7 пунктах спостереження, відстань між ними складає у середньому 10 км.

Індукційні параметри ReW типера знаходяться в межах 0,1 до 0,5 (окрім деяких значень на малих періодах, де з високою похибкою перевищують значення 0,5), значення ImW здебільшого змінюються у інтервалі 0,1 – 0,5. Максимум частотних характеристик знаходиться на $T = 200$ с із значенням 0,4 (рис. 2.21).

На пр. Зозів – Стрижавка, як і на пр. Ординці – Лобачів, який знаходиться північніше, на відстані 10 км ReW типера розвертається з півдня на південний захід на низьких T та орієнтована на захід на високих T . Винятком є пункт STR, в якому ReW має західний напрям у всьому діапазоні періодів.

У пункті AND для обох спостережених компонент типера значення падає до 0,1 в інтервалі T від 150 до 1200 с.

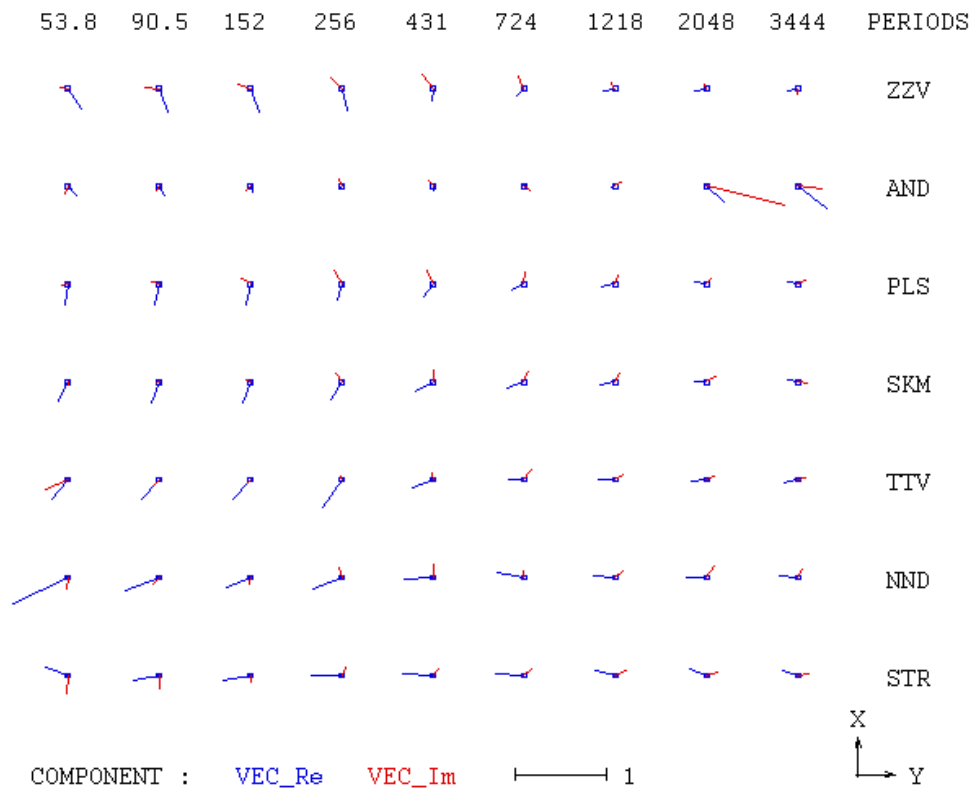


Рис. 2.21. Спостережені реальні (позначені синім кольором) та уявні (червоним) компоненти типера за даними МВП пр. Зозів – Стрижавка.

Амплітудні криві МТЗ за пр. Зозів – Стрижавка (рис. 2.22) можна чітко розділити вздовж профілю на три групи. Йдучи з заходу на схід:

- у пунктах ZZV, AND і PLS криві $\rho_{\text{п}}$ для двох поляризацій на $T = 10$ с мають однаковий рівень від 100 до 300 Ом·м, далі зі збільшенням T до 10000 с розходяться, $\rho_{\text{п ху}}$ падає до 300 Ом·м (для ZZV) і 100 Ом·м (для решти), а $\rho_{\text{п ух}}$ досягає значень 2000 – 900 Ом·м. Дані пункти знаходяться в межах Немирівської (пункт ZZV) на Звіздаль-Заліської ЗР, причому пункти AND і PLS безпосередньо на глибинних розломах – Огіївському і Погребищенському відповідно.
- у пункті SKM криві $\rho_{\text{п}}$ для різних вимірювальних ліній перехрещуються на $T = 100$ с, спостерігається зміна поляризації з подальшим розходженням кривих майже до 0,5 порядку ($\rho_{\text{п ху}}$ падає до 100 Ом·м, $\rho_{\text{п ух}}$ зростає до 500 Ом·м), відповідно напрямок, у якому тече електричний струм у земних

надрах, змінюється. Як і попередні три пункти, SKM знаходиться в межах ЗР, Брусилівської.

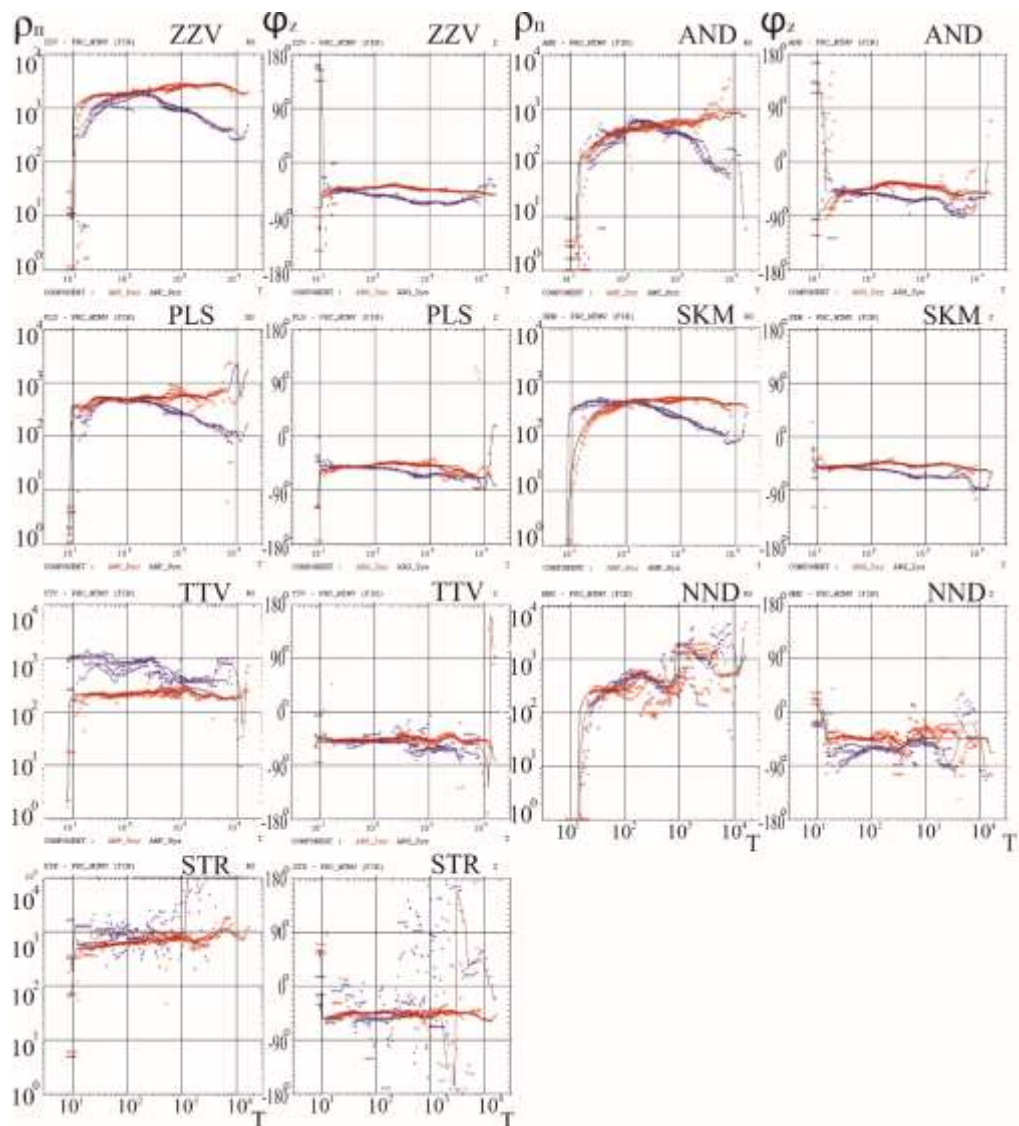


Рис. 2.22. Амплітудні і фазові криві МТЗ за пр. Зозів – Стрижавка. Вертикальна шкала – фаза імпедансу і позірний опір, горизонтальна – період (секунди), поляризація u_x позначена синім кольором; u_y – червоним.

- криві ρ_{ii} в пункті TTV, розходяться майже на 0,5 порядки на $T=10$ с і відповідають значенням $\rho_{ii u_x} = 1000$ та $\rho_{ii u_y} = 200$ Ом·м. Зі збільшенням $T > 1000$ с криві зближуються і знаходяться в діапазоні 200–400 Ом·м. Криві ρ_{ii} в пунктах NND і STR мають погану якість, але здебільшого не розходяться

більш як на 0,5 порядки: в пункті STR як $\rho_{п xy}$, так і $\rho_{п yx}$ знаходяться в межах 500-1000 Ом·м на всіх T ; криві для вимірювальних ліній $\rho_{п xy}$ і $\rho_{п yx}$ у пункті NND зростають від 100–200 Ом·м на $T = 20$ с до 600–2000 Ом·м на $T > 1000$ с. Пункти знаходяться за межами ЗР в кристалічних масивах.

Поведінка кривих φ не відрізняється від кривих пр. Ординці – Лобачів: змінюється в широкому діапазоні – для T менше 1000 с від -40° до -70° , зі збільшенням T фази здебільшого мають нижчі значення від -50° до -80° (рис. 2.22) і лише в пункті AND і SKM доходять до -90° , що може вказувати на наявність глибинного провідника. Як зазначалось вище, якість запису в пунктах NND і STR низька, і вони важко піддаються інтерпретації. Незважаючи на незначну похибку, визначення, криві φ як пр. Ординці – Лобачів, так і пр. Зозів – Стрижавка не завжди відповідають амплітудним кривим.

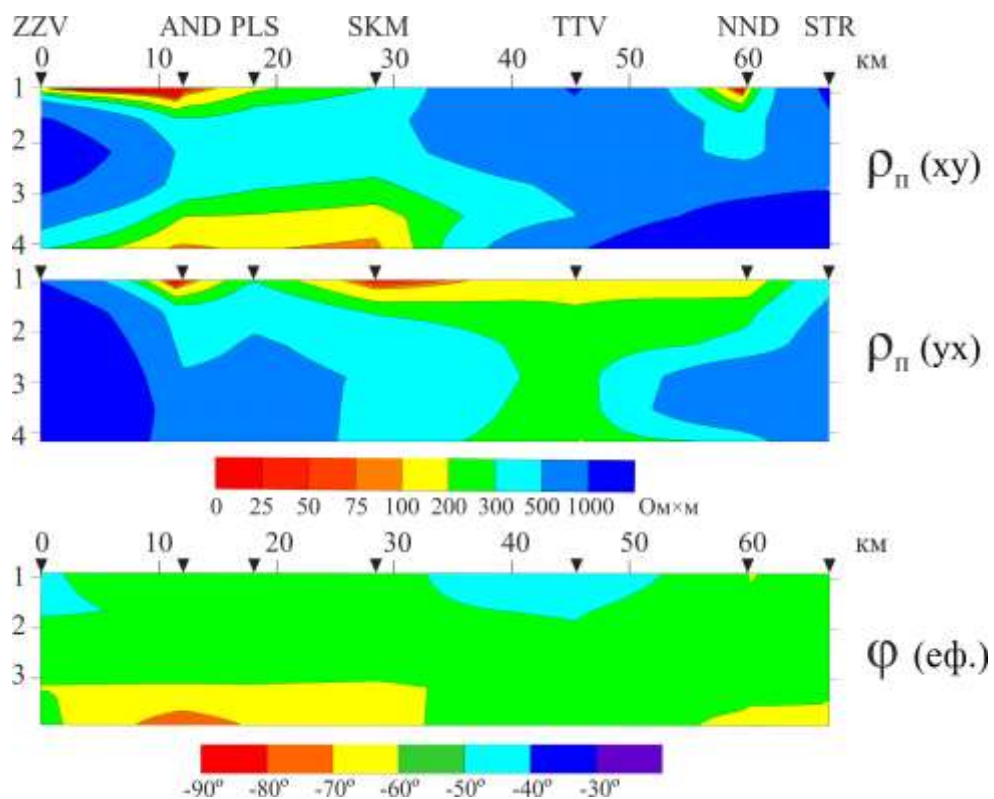


Рис. 2.23. Псевдорозрізи розподілу $\rho_{п}$ і $\varphi_{(e\phi)}$ (вертикальна шкала у логарифмічному масштабі) за пр. Зозів – Стрижавка.

Псевдорозрізи $\rho_{\text{п}}$ для пр. Зозів – Стрижавка (рис. 2.23) вирізняються видовженою субпаралельною областю з високою провідністю (поляризація $\rho_{\text{п ху}}$) на T до 100 с між пікетами 20 – 62 км в пунктах SKM, TTV і NND, аномальними значеннями $\rho_{\text{п}}$ в пунктах AND і NND, характерними для обох поляризацій. Також для високих періодів характерні аномальні значення між пікетами 10 і 30 км. Висока провідність на псевдорозрізі $\varphi_{(\text{еф})}$ спостерігається лише на T більше 4000 с в пункті AND.

За аналізом кривих МТЗ виділено декілька провідних структур: поверхневу аномальну структуру в пункті AND, приурочену до Огіївського глибинного розлому, та субмеридіональну поверхневу аномалію в околиці пункту NND, субпаралельну пункти SKM і TTV.

2.4. Висновки до розділу 2

Результати польових досліджень методами МТЗ і МВП було оброблено за допомогою програмного комплексу PRC_MTMV, отримано передавальні оператори в широкому діапазоні періодів. За їх просторовим розподілом дано якісну оцінку електропровідності Кочерівської ділянки західної частини УЩ (яка входить до складу Волинського і Росинського мегаблоків). Так, це наявність яскравих аномалій амплітудних значень $\rho_{\text{п}}$, що співпадають з глибинними розломами УЩ: Віленським, Кочерівським, Погребищенським, Брусилівським, Великоєрчиківським та іншими. За фазовими кривими вони виділяються лише фрагментарно. Якісна характеристика експериментальних даних дає змогу припустити декілька типів орієнтації аномалій електропровідності: субширотну та субмеридіональну, що відповідають поверхневим та глибинним аномаліям електропровідності.

Основні особливості розподілу величин типерів відповідають регіональній тектонічній будові і великим аномаліям електропровідності в земній корі цієї території, а саме пов'язані з впливом високої провідності осадків ДДЗ і потужної регіональної Чернівецько-Коростеньської аномалії електропровідності.

Якісна інтерпретація експериментальних геоелектричних даних дозволила припустити існування локальних низькоомних аномалій, які мають різне простягання і глибину залягання (поверхневі, приповерхневі, глибинні), що вказує на складну геолого-тектонічну будову земної кори Кочерівської ділянки західної частини УЩ.

За якісною інтерпретацією комплексних типерів та кривих МТЗ вздовж пр. Радомишль – Фастів можна виділити декілька аномалій електропровідності неглибокого залягання: перша – поверхнева, може бути як субмеридіональною, що корелює з Віленським розломом, так і північно-східною, або субширотною, пов'язана з системою локальних розломів субширотного простягання, які перетинають Віленський та Кочерівський розломи та Кочерівську структуру; друга – приповерхнева, субмеридіонального простягання, корелює з районом перетину вище згаданої субширотної системи локальних розломів і субмеридіональною структурою, яку оконтурюють із заходу Кочерівський, а зі сходу Брусилівський глибинні розломи.

Аномалії високої електропровідності, що виділені за пр. Радомишль – Фастів, тяжіють до зон розповсюдження метасоматитів та метасоматично змінених порід у відомих рудоносних полях. Так, в межах першої аномалії знаходиться Папірнянське рудоносне поле рідкіснометальних пегматитів (Nb, Ta-рудопрояви Папірнянський-1, Мар'янівський), що розташоване у зоні Віленського розлому, та асоціює з проявами мікроклінізації, альбітизації, грейзенізації та скарнування. У межах другої аномалії знаходяться два рудоносних поля рідкіснометальних пегматитів: 1) Товстовське (Nb, Ta-рудопрояви Товстовський-1 та Товстовський-2), яке знаходиться у південно-західному екзоконтакті Товстовського масиву гранітів житомирського комплексу, в зоні перетину Кочерівського субмеридіонального розлому з розломом північно-східного простягання; 2) Кочерівське, розміщене в осьовій частині однойменного глибинного розлому у східному облямуванні Кочерівського і Забілочівського гранітних масивів (Nb, Ta-рудопрояви Забілочівський); на південному-заході межі другої аномалії знаходиться Поташнянське вольфрамове рудоносне поле, яке

пов'язано із скарнами і скарнованими карбонатними породами кочерівської світи (W, Sn-рудопроярв Забілочівський) та розташоване в межах західних екзоконтактів Забілочівського та Кочерівського масивів гранітів житомирського комплексу.

Аналіз кривих МТЗ на всіх пунктах свідчить про неоднорідну тривимірну ситуацію на всій площі дослідження. У центрі Кочерівської синклінальної структури передбачається наявність високопровідної зони, покрівля якої залягає на рівні 20–50 км. Ці дані підтверджують існування регіональної Чернівецько-Коростенської аномалії електропровідності.

На пр. Корнинський за магнітотелуричними дослідженнями чітко фіксується Центральний глибинний розлом у вигляді субвертикальної поверхневої низькоомної аномалії з $\rho_{\text{п}}$ близько 100–200 Ом·м. Таким чином, за цими та за даними для пр. Радомишль – Фастів можна констатувати, що в межах Волинського мегаблока УЩ Центральний глибинний розлом проявляється аномальною високопровідною (з поверхні) структурою. У межах Росинського мегаблока Брусилівська зона розломів (просторово продовжує Центральний розлом) не є повністю аномальною і тільки її окрема складова, якою є Великоєрчиківський розлом, є аномальною. У межах цього розлому провідність зменшується і $\rho_{\text{п}}$ дорівнює близько 250 Ом·м.

З огляду на це, видовжена більш ніж на 150 км структура із шириною від 1 до 8 км, у межах якої $\rho_{\text{п}}$ змінюється від 100 до 250 Ом·м, не може розглядатися як двовимірна і повинна інтерпретуватися в рамках тривимірних моделей.

Менш чітко виділяється відносно електропровідна (з поверхні) західна границя Корнинського масиву, яка, ймовірно, пов'язана з поверхневою провідністю малопотужних осадових відкладів або з тріщинуватістю порід кристалічного фундаменту.

Необхідно підкреслити, що на псевдорозрізах магнітотелуричних параметрів пункт SUS (пікет 14 км) не проявився як аномальний, але саме поведінка кривих для різної поляризації, а не їх рівень, та особливо низькі магнітоваріаційні характеристики можуть свідчити про те, що глибинну будову району необхідно віднести до неоднорідної. Тим паче, що цей пункт

розташований поблизу зони метасоматично змінених порід та різнонаправлених розломів низького рангу. Процеси вторинних змін у гранітоїдах не приводять до підвищення пористості, оскільки розчини, які відфільтровуються, одразу насичуються кальцієм та лугами та заповнюють шляхи міграцій флюїдів.

На пр. Ружин – Сквиря виділяється декілька аномалій: перша – локальна високопровідна поверхнева, яка знаходяться у Звіздаль-Заліській ЗР, просторово збігається з Мовчанівським рудопроявом урану (пункт ТОР) та ділянками окварцювання та мікроклінізації; друга – приповерхнева субширотна, що, напевно, заглиблюється на схід та може відповідати геологічній структурі, а саме Самгородському розлому другого порядку, до перетинання якого зі Звіздаль-Заліською та Брусилівською глибинними тектонічними зонами приурочені прояви рідкісноземельних металів (Вільнопільський – метали церієвої групи, Сквирський – метали ітрієвої групи) та урану (Мовчанівський та Домантівський прояви); та припускається наявність регіональної (або її вплив) для всіх пунктів профілю. Природа аномалій високої електропровідності може бути пояснена наявністю графітовмісних гнейсів та вмістом сульфідів.

На пр. Белилівка – Антонів виділено декілька аномалій електропровідності: перша проявилася як поверхнева або приповерхнева субмеридіонального простягання, вона просторово співпадає з частиною Звіздаль-Заліської ЗР, що розділяє Подільський та Росинський мегаблоки УЩ, за даними МТ досліджень її виявлено вздовж трьох профілів: Ружин – Сквиря (від пікету 0 км до 17 км (див. рис. 2.11), Белилівка – Антонів (від пікета 5 км до 17 км (див. рис. 2.14)) і Ширмівка – Логвин (від пікету 0 км до 10 км (див. рис. 2.17)). Можна припустити, що це окремі локальні ділянки, а центральна частина, за [Гинтов, 2005], або більша частина Звіздаль-Заліської ЗР, за [Державна..., 2005], проявляється у поверхневій аномальній електропровідності; друга – поверхнева локальна субмеридіональна аномалія електропровідності між Погребищенським та Кочерівським глибинними розломами шириною до 10 км на півночі простягається від Самгородського розлому. Південна межа не виявлена. З аналізу електромагнітних параметрів випливає, що аномалія не тільки звужується на

південь (до 5 км), але й виклинується до поверхні. У просторових межах цієї аномалії відомо декілька рудопроявів урану, які відносяться до уран-калієвої гідротермально-метасоматичної рудної формації.

На пр. Ширмівка – Логвин за даними МТ досліджень виділяються дві локальні субвертикальні аномалії електропровідності: перша просторово відповідає частині Великоєрчиківського глибинного розлому і знаходиться на між пікетами 27 і 35 км (див. рис. 2.17) на перетині зон рудних (Володимирівсько-Рогізницьке урановорудне) та нерудних (Капустинцівське каолінове) полів корисних копалин, що не пов'язані з тектоно-метасоматичними зонами; друга розташована між пікетами 47 і 52 км (див. рис. 2.17), просторово співпадає з Варварівським розломом і також розміщена на перетині окраїн зон рудних (Березнянсько-Володарське урановорудне та залізорудне) та нерудних (Березнянське каолінове) полів корисних копалин.

Із інтерпретації МТ/МВ досліджень на T , більших за 700–1000 с, можна припустити глибинну аномалію електропровідності складної ізометричної форми з просторовими розмірами від 40 до 15 км за широтою та від 36 до 15 км за довжиною, що територіально співпадає з БМШЗ. Глибину залягання верхньої кромки за даними формальної інтерпретації не встановлено.

На пр. Ординці – Лобачів виділена декілька поверхневих різноорієнтованих аномалій електропровідності: перша має субмеридіональне простягання, розташована між пікетами 0 км і 22 км (див. рис. 2.20), просторово співпадає з перетином Звіздаль-Заліської і Немирівської ЗР та перетинає Погребищенське рідкісноземельно-рідкіснометальне рудне поле; друга має субпаралельну витягнутість, розташована між пікетами 51 км і 60 км (див. рис. 2.20) і знаходиться поза межами тектоно-метасоматичних мінерагенічних зон.

На пр. Зозів – Стрижавка за якісної інтерпретації записів МТ/МВ досліджень, як і на попередньому профілі, було виділено серію поверхневих різноорієнтованих аномалій підвищеної електропровідності: перша між пікетами 0 км і 15 км субмеридіонального простягання, в пункті ZZV (пікет 0 км) знаходиться в межах Немирівської ЗР, в пункті AND (пікет 12 км) – на

Огіївському глибинному розломі на межі двох мінерагенічних зон (Немирівської уран-рідкометальної і Брусилівської уран-благороднометальної); друга між пікетами 20 км і 50 км субпаралельної витягнутості, і перетинає Тетіївське урановорудне поле; третя субмеридіональна між пікетами 56 км і 63 км, знаходиться в граніт-мігматитах росинської структурно-формаційної зони поза межами тектоно-метасоматичних мінерагенічних зон.

Потрібно підкреслити, що профілі проходять по різних мегаблокам УЩ, геоелектричні дослідження відображають різну глибинну будову, яка виходить з різного розподілу позірною опорю та інших електромагнітних параметрів. Якщо на Волинському мегаблоці локальні аномалії приурочені до перетину окремих субмеридіональних розломів, таких як: Віленський, Кочерівський та Брусилівський із системою субширотних другорядних розломів, то на Росинському мегаблоці виділяється просторова аномалія, яку оконтурюють субмеридіональні Огіївський та Великоєрчиківський глибинні розломи, між якими, за даними [Державна..., 2005] виділено БМШЗ.

Майже всі глибинні розломи північно-західної частини УЩ характеризуються прирозломним метасоматозом, який проявлений кварц-сульфідними жилами у вмісних породах, утворенням польвошпатових метасоматитів та зон грейзенізації.

Таким чином, наявність аномалій високої електропровідності як регіональних, так і локальних уздовж протяжних зон розломів, приурочених до зон метасоматозу, та їх спряженість із зонами металогенічних рудних та нерудних полів є геоелектричними критеріями для пошуків рудопроявів корисних копалин.

Локальні електропровідні тіла мають значний вплив на великі відстані від самої аномальної зони, це є особливістю розподілу електромагнітної індукції в земних надрах. У такій ситуації помилка в одному пункті спостереження компенсуються даними, отриманими в іншому, що ускладнює як інтерпретацію результатів експериментальних спостережень, так і подальшу побудову моделей.

З цього випливає, що для аналізу і інтерпретації складних тривимірних тіл, які здебільшого є об'єктами пошуків структурної і рудної електророзвідки, потрібно застосовувати потужний апарат тривимірного моделювання.

Перелік використаних джерел до розділу 2

Анциферов, А. В. (Ред.) (2009). Геолого-геофизическая модель Немировско-Кочеровской шовной зоны Украинского щита. Донецк: Вебер.

Азаров, Н. Я. (Ред.) (2005). Геолого-геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны Украинского щита. Киев: Наукова думка.

Белявский, В. В., Кулик, С. Н. (Ред.) (1998). Геоэлектрическая модель тектоносферы Евразийского складчатого пояса и сопредельных территорий. Киев: Знання.

Бердичевский, М. Н., Дмитриев, В. И. (2009). Модели и методы магнитотеллурики. Москва: Научный мир.

Белявский, В. В., Бурахович, Т. К., Кулик, С. Н., Сухой, В. В. (2001). Электромагнитные методы при изучении Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Знання.

Бойченко, С. А. (2000). Корнинский гранит – структурно-текстурные особенности, состав и генезис. В сб.: Геология и магматизм докембрия УЩ (сс. 127–129), Киев.

Бурахович, Т. К., Николаев, И. Ю., Шеремет, Е. М., Ширков, Б. И. (2015). Геоэлектрические аномалии Украинского щита и их связь с рудопроявлениями полезных ископаемых. *Геофиз. журн.*, 37(6), 42–63.

Бурахович, Т. К., Кулик, С. Н. (1999). Кваситрехмерная геоэлектрическая модель западной части Украинского щита. *Геофиз. журн.*, 21(6), 77–79.

Бурахович, Т. К., Кулик, С. Н. (2007). Трехмерная геоэлектрическая модель земной коры Украинского щита. *Физика Земли*, (4), 21–27.

Бурахович, Т. К., Кулик, С. Н., Логвинов, И. М., Гордиенко, И. В., Тарасов, В. Н. (1997). Электропроводность земной коры северо-запада Украинского щита. *Докл. НАН Украины*, (10), 125–128.

Бурьянов, В. Б., Гордиенко, В. В., Загородняя, О. В., Кулик, С. Н., Логвинов, И. М., Шуман, В. Н. (1987). Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев: Наук. думка.

Варенцов, И. М. (2013). Программная система PRC_MTMV для обработки данных синхронных МТ/МВ зондирований. *М-лы VI Всероссийской школы-семинара по ЭМ зондированиям им. М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна* (с. 1–4). Новосибирск: ИНГГ СО РАН.

Гінтов, О. Б., Орлюк, М. І., Єнтін, В. А., Пашкевич, І. К., Мичак, С. В., Бакаржієва, М. І., Шимків, Л. М., Марченко, А. В. (2018). Структура західної і центральної частин Українського щита. Спірні питання. *Геофіз. журн.*, 40(6), 3–29.

Гинтов, О. Б. (2005). Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс.

Гинтов, О. Б. (2014). Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита – новые данные и следствия. *Геофіз. журн.*, 36(1), 3–18.

Гурський, Д.С. (Ред.) (2007). Тектонічна карта України. Київ.

Державна геологічна карта України масштабу 1:200000 аркуша М-35-ХVIII (Фастів) (2003). Київ: Геоінформ України.

Державна геологічна карта України масштабу 1:200000 аркуша М-35-ХХIV (Сквира) (2005). Київ: Геоінформ України.

Ільєнко, В., Бурахович, Т., Кушнір, А., Попов, С., Омельчук, О. (2020). МТ/МВ дослідження в зоні ендоконтакту Корнинського гранітного масиву. *Вісник КНУ ім. Тараса Шевченка. Геологія*, 88(1), 46–52.

Ільєнко, В. А., Кушнір А. М., Ніколаєв І. Ю. (2019а). Глибинні електромагнітні дослідження Звіздаль-Заліської зони розломів УЩ. *VIII молодіжна наукова конференція «Ідеї та новації в системі наук про Землю»*. Київ

Ільєнко В. А., Кушнір А. М., Бурахович Т. К. (2019б). Електромагнітні дослідження Звездаль-Заліської та Брусилівської зон розломів Українського щита. *Геофіз. журн.*, 42(4), 97–113.

Кулик, С. Н., Бурахович, Т. К. (2007). Трехмерная геоэлектрическая модель земной коры Украинского щита. *Физика Земли*, (4), 21–27.

Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита. Пояснювальна записка (2004). Київ: УкрДГРІ.

Логвинов, И. М., Рокитянский, И. И. (1982). Каталог векторов Визе на Восточно - Европейской платформе. Геоманнитные исследования (сс. 25–31). Москва: Советское радио.

Мичак, С. В. (2015). Кинематика формирования западной и центральной частей Украинского щита в период 2,05 - 2,02 млрд. лет назад. *Геофіз. журн.*, (1), 83–99.

Ніколаєв, І. Ю., Кушнір, А. М., Ільєнко, В. А., Ніколаєв, Ю. І. (2019). Електромагнітні дослідження західної частини Українського щита. *Геофіз. журн.*, 41(3), 120–133.

Шаталов, Н. Н. (2016). Радиальные и кольцевые дайки Украинского щита. *Доповіді НАН України*, (5), 74–79.

Шеремет, Е. М., Кулик, С. Н., Кривдик, С. Г., Пигулевский, П. И., Бурахович, Т. К., Загнитко, В. Н., Бородыня, Б. В., Стрекозов, С. Н., Николаев, Ю. И., Николаев, И. Ю., Сетая, Л. Д., Агаркова, Н. Г., Анциферов, В. А. (2011). Геолого-геофизические критерии рудоносности и металлогения областей субдукции Украинского щита. Донецк: Вебер.

Ширков, Б. І., Гіщук, О. В., Кушнір, А. Н. (2015). Геоелектричні дослідження Белгородсько-Сумського мегаблоку північного борту Дніпрово-Донецької западини. *Геофіз. журн.*, 37(5), 176–182.

Burakhovich, T. K., Kulik, S. N., Khazan, Ya. M. (2001). Electrical conductivity anomalies in the crust and upper mantle of Ukraine. *Acta Geoph. Polonica*, 50(4), 547–565.

Ilyenko, V. A., Burakhovich, T. K., Kushnir, A. M., Nikolaev, Yu. I. (2019). MT/MV investigation of faulty tectonic zones of the western part of the Ukrainian shield. *XVIIIth International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects»*. Kyiv.

Ingerov, A. I., Rokityansky, I. I., Tregubenko, V. I. (1999). Forty years of MTS studies in the Ukraine. *Earth, Planets and Space*, 51, 1127–1133.

Logvinov, I. M. (2015). Deep Geoelectrical Structure of the Central and Western Ukraine. *Acta Geophysica*, 63(5), 1216–1230.

РОЗДІЛ 3

ТРИВИМІРНА ГЛИБИННА ГЕОЕЛЕКТРИЧНА МОДЕЛЬ КОЧЕРІВСЬКОЇ ДІЛЯНКИ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УЩ

3.1. Методика тривимірного геоелектричного моделювання

На сьогодні розроблено багато алгоритмів тривимірного моделювання, що широко застосовуються у різних напрямках геофізичних досліджень, оскільки переважна більшість геологічних об'єктів є тривимірними структурами і їх інтерпретація в рамках меншої вимірності не може задовольняти сучасні дослідницькі та виробничі вимоги. Найпоширенішим алгоритмом тривимірного моделювання геоелектричних даних можна вважати програму Ренді Маккі (Mtd3fwd) [Mackie et al., 1994; Mackie, Booker, 1999], в яку закладено інтегральну форму рівнянь Максвела для визначення кінцево-різницевої апроксимації електромагнітних полів. Надалі розраховувалися електричні і магнітні складові для кожної з компонент магнітотелуричного поля. Такий алгоритм забезпечує оцінку розрахованих полів з точністю порядку 0,01 % від їх повних значень. Програма не потребує спеціальних розрахунків компонент електромагнітного поля на границях комірок. Передбачається, що 2D структура однорідна, паралельна кожному ребру і продовжується безкінечно в перпендикулярному напрямку до ребра. Ребра комірок паралельні джерелу магнітного поля, відповідають електричним струмам, які протікають в перпендикулярному напрямку, і таким чином розраховуються поля для поперечно-електричної моди. У цьому випадку тангенціальні магнітні поля дорівнюють нулю [Mackie et al., 1994].

Методика побудови моделей глибинної електропровідності потребує виконання вимог щодо розміру комірок та їх кількості, а також врахування впливу на низькочастотне магнітотелуричне поле в локальній області не тільки параметрів глибинного «нормального» горизонтально-шаруватого розрізу, але й регіональних латерально-неоднорідних структур, всередині яких розташовані об'єкти дослідження [Бурахович та ін., 2015].

Одним із основних питань моделювання електромагнітних полів є вибір "нормального" розподілу провідності з глибиною, характерного для типових тектонічних одиниць України. Параметри нормального розрізу для докембрійських утворень України введено на підставі узагальнення понад 100 кривих глибинного МТЗ (ГМТЗ) на неактивізованих територіях (у геотектонічному сенсі) Східноєвропейської платформи (СЄП) [Бурьянов и др., 1987]. Геоелектричні параметри мантії визначено у процесі інтерпретації даних ГМТЗ, отриманих у згаданих тектонічних регіонах.

Дані ГМТЗ, отримані в результаті аналізу довгоперіодних просторових гармонік змінного магнітного поля Землі [Zinger et al., 1993], було покладено в основу як реперні. Крім того, використано лабораторні вимірювання електропровідності за високих значень температури, тиску і оцінки температурного розподілу в надрах неактивізованої СЄП [Бурьянов и др., 1987]. За результатами було побудовано узагальнену криву розподілу питомого електричного опору (N) для докембрійської платформи: $\rho_1 = 1\ 000\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_1 = 160\ \text{км}$; $\rho_2 = 600\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_2 = 40\ \text{км}$; $\rho_3 = 250\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_3 = 50\ \text{км}$; $\rho_4 = 100\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_4 = 70\ \text{км}$; $\rho_5 = 80\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_5 = 50\ \text{км}$; $\rho_6 = 20\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_6 = 100\ \text{км}$; $\rho_7 = 10\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_7 = 100\ \text{км}$; $\rho_8 = 5\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_8 = 160\ \text{км}$; $\rho_9 = 1\ \text{Ом}\cdot\text{м}$, $h_9 = 200\ \text{км}$.

Основними елементами методики тривимірного моделювання можна вважати:

- апріорно задані значення питомого електричного опору «нормального» горизонтально-шаруватого розрізу земної кори і верхньої мантії, на фоні яких будуються об'ємні геоелектричні моделі;

- неоднорідний розподіл електропровідності приповерхневого провідного шару. Його сумарна провідність переважно відповідає потужності осадових відкладів і корелює з основними структурними геологічними одиницями. Це може бути район суходолу з виходами докембрійських кристалічних порід (щит) з малою провідністю приповерхневих відкладів, осадовий басейн з чималою сумарною поздовжньою провідністю чи акваторія моря з різними глибинами.

Значною мірою це визначає електропровідність верхньої частини розрізу і поведінку всіх геоелектричних параметрів взагалі;

- глибинна електропровідність регіону та глибинні аномалії.

Іншими словами, моделювання можна вважати ітераційною процедурою послідовних розрахунків і визначень проміжкових похибок обчислень сигналів-відгуків вхідної моделі, порівнюючи їх з даними вимірювань на кожному з обраних періодів геомагнітних варіацій, послідовно вводячи зміни в модель там, де розрахунки не задовольняють реальним даним, повторюючи процедуру, доки не буде досягнуто найменших похибок між виміряними і розрахованими даними, що не суперечать геологічній парадигмі розвитку [Mackie et al., 1994].

Незважаючи на те, що моделювання виконується згідно з аналізом результатів розрахунків і помилок, певні процедури необхідно проводити для того, щоб задати відповідну початкову модель. Для досягнення такої мети поетапний підхід є обов'язковою умовою. По-перше, потрібно визначити основні структури моделі. Це можливо або за результатами безпосередніх досліджень електромагнітних передавальних функцій, або з детального аналізу вимірних даних (індукційних векторів, значення параметрів асиметрії, діаграм і тензорів імпедансу тощо). Такий аналіз вже дає уявлення про структурні границі і регіональні структури, які будуть включені в модель. По-друге, внесок основних структур в моделі перевіряється шляхом послідовної зміни їх параметрів, таких як: опір, вертикальні і латеральні розміри самої моделі і окремих її частин навіть до рівня комірок [Mackie et al., 1994; Mackie, Booker, 1999].

Таким чином, процес моделювання – це складна послідовна процедура розрахунку магнітотелуричних полів і порівняння результатів із спостереженими експериментальними даними, причому вона виконується багаторазово до досягнення задовільного рівня збіжності між експериментально виміряними даними і розрахованими значеннями.

3.2. Побудова 3D глибинної геоелектричної моделі

Ділянка моделювання знаходиться в межах кристалічного щита і характеризується мінімальним осадовим покривом, у центральній частині планшета в межах Волинського та Росинського мегаблоків значення сумарної повздовжньої провідності S коливаються в діапазоні 0,5 – 5 См. На північно-східному контурі в межі планшета попадає ДДЗ зі значними за потужністю товщами осадових порід, які досягають значення $S = 100$ См. На південному схилі УЩ модель захоплює осадки Причорноморської западини зі значеннями $S = 100$ См. Перший провідний шар закладається в модель з відомих джерел, карт S для території УЩ та оточуючих геологічних структур.

Закладений загальноприйнятий одномірний нормальний геологічний розріз земної кори та верхньої мантії з параметрами: $\rho_1 = 10$ Ом·м, $h_1 = 500$ м; $\rho_2 = 1000$ Ом·м, $h_2 = 159500$ м; $\rho_3 = 600$ Ом·м, $h_3 = 40000$ м; $\rho_4 = 250$ Ом·м, $h_4 = 50000$ м; $\rho_5 = 100$ Ом·м, $h_5 = 70000$ м; $\rho_6 = 50$ Ом·м, $h_6 = 80000$ м; $\rho_7 = 20$ Ом·м, $h_7 = 100000$ м; $\rho_8 = 10$ Ом·м, $h_8 = 100000$ м; $\rho_9 = 5$ Ом·м, $h_9 = 160000$ м; $\rho_{10} = 1$ Ом·м, $h_{10} = 200000$ м.

Модель складається з прямокутних паралелепіпедів із розмірами сторін від 5 м до 200 км. Паралелепіпед орієнтований по сторонам світу x – на схід, y – на північ, z – вниз до центру Землі, кількість комірок становить $x = 32$, $y = 41$, $z = 18$. В центральній області планшета комірки в горизонтальній площині здебільшого мають розмір 5×5 км (винятком є полоса комірок 10×5 км, яка була введена в області, де немає пунктів спостереження), по сторонам вони збільшуються до 200 км, по вісі x – вісім комірок із заходу з розмірами 200, 160, 80, 40, 20, 10, 10, 10 км та дзеркально зі сходу. По вісі y – з півночі 200, 200, 140, 80, 40, 20, 20, 10 км та дзеркально, без однієї комірки 20 км, на півдні. Великий розмір периферійних комірок закладається для опису загального аномального поля. Вертикальний, по вісі z , розмір комірок змінюється від 5 м в верхній частині моделі до 10 км в нижній.

У моделюванні використовуються дані МТЗ [Ільєнко та ін., 2019, 2020; Ніколаєв та ін., 2019], які були виконані в 2015 році Кушніром А. М. та Ніколаєвим І. Ю., та в 2018 і 2019 роках – Кушніром А. М. та автором. Також при моделюванні використовувались дані трьох профілів: Сквирського, Фастівського і Макарівського [Анциферов, 2009].

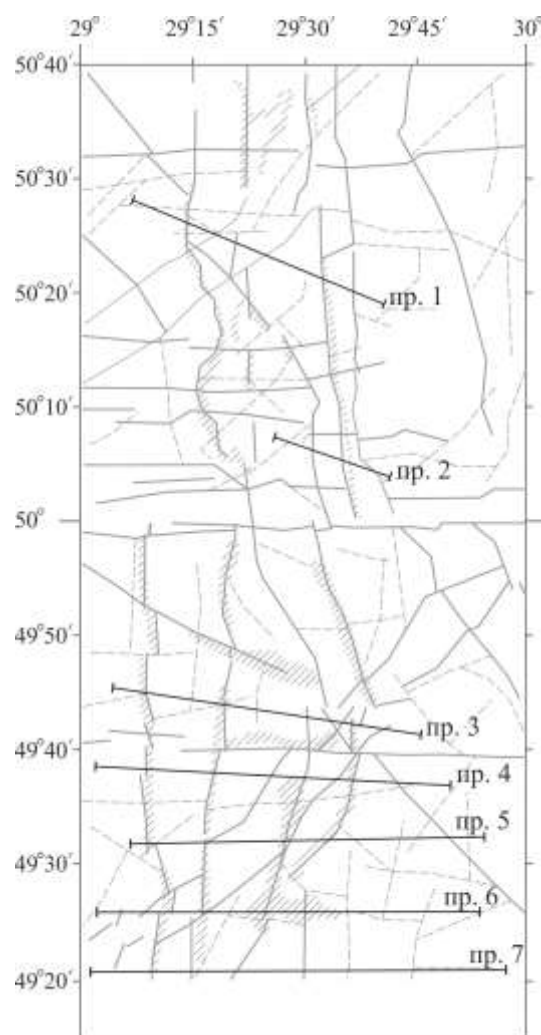


Рис. 3.1. Область моделювання з нанесеними на неї профілями. Для зручності в моделі назви профілів замінено: Радомишль – Фастів – пр. 1; Корнинський – пр. 2; Ружин – Сквир – пр. 3; Белилівка – Антонів – пр. 4; Ширмівка – Логвин – пр. 5; Ординці – Лобачів – пр. 6; Зозів – Стрижавка – пр. 7.

На першому етапі моделювання було проаналізовано індукційні параметри моделі Кочерівської ділянки. Майже на всіх періодах від 100 с величини типерів знаходяться в інтервалі 0,1 – 0,4 та орієнтовані на південний захід, що, як і при

аналізі експериментальних спостережень, можна пояснювати сумісним впливом різнопорядкових аномалій: Чернівецько-Коростенської та високопровідних осадків ДДЗ. Власне найменші величини типерів відповідають найбільш електропровідним частинам глибинного Самгородського та Віленського розломів, що проходять в центральній та в північно-західній частині планшета моделювання відповідно.

На другому етапі моделювання з використанням даних МТЗ закладаються за відомими даними параметри опору високопровідних відкладів осадового чохла та його потужність. Потужність відкладів осадових порід на площі моделювання є нерівномірною, в центральній області планшета моделювання вона змінюється від 50 м по краях до 5 м в середині планшета, також тут присутні невеликі райони без осадових відкладів, де кристалічні породи виходять на земну поверхню. Розраховується Мод-1 та значення $\rho_{\text{п}}$ для періоду 10 с (рис 4.2), на якому головний вплив на розподіл позірного опору мають осадові відклади, які мають вищу електропровідність відносно порід кристалічного фундаменту.

У результаті багаторазових розрахунків, введення та підбору на першому глибинному рівні (залягає з поверхні та має потужність 5 м) серії провідників із різними значеннями ρ і просторовими характеристиками було розраховано Мод-2 та оптимальні параметри $\rho_{\text{п}}$ верхньої частини моделі. Розподіл значень $\rho_{\text{п}}$ при співставленні спостережених і модельних параметрів для $T = 10$ с є задовільним, поляризації кривих за профілями витримуються. Для доведення рівня $\rho_{\text{п}}$ до оптимальних значень в області пр. 1 введено два паралельних провідники меридіонального простягання з $\rho = 100$ і $250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, довжиною (l) 20 і 15 км, шириною (b) 5 км, які відокремлюються областю високого опору ($5000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$). Такий саме різкий перепад опорів застосовано і при підборі кривих в області пр. 2, тут введено провідник $\rho = 250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $l=10$ км, $b=5$ км, а на захід від нього – область підвищеного опору, яка просторово співпадає з Корнинським гранітним масивом (в пункті KRL з $\rho_{\text{п}} = 6000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ породи масиву виходять на земну поверхню).

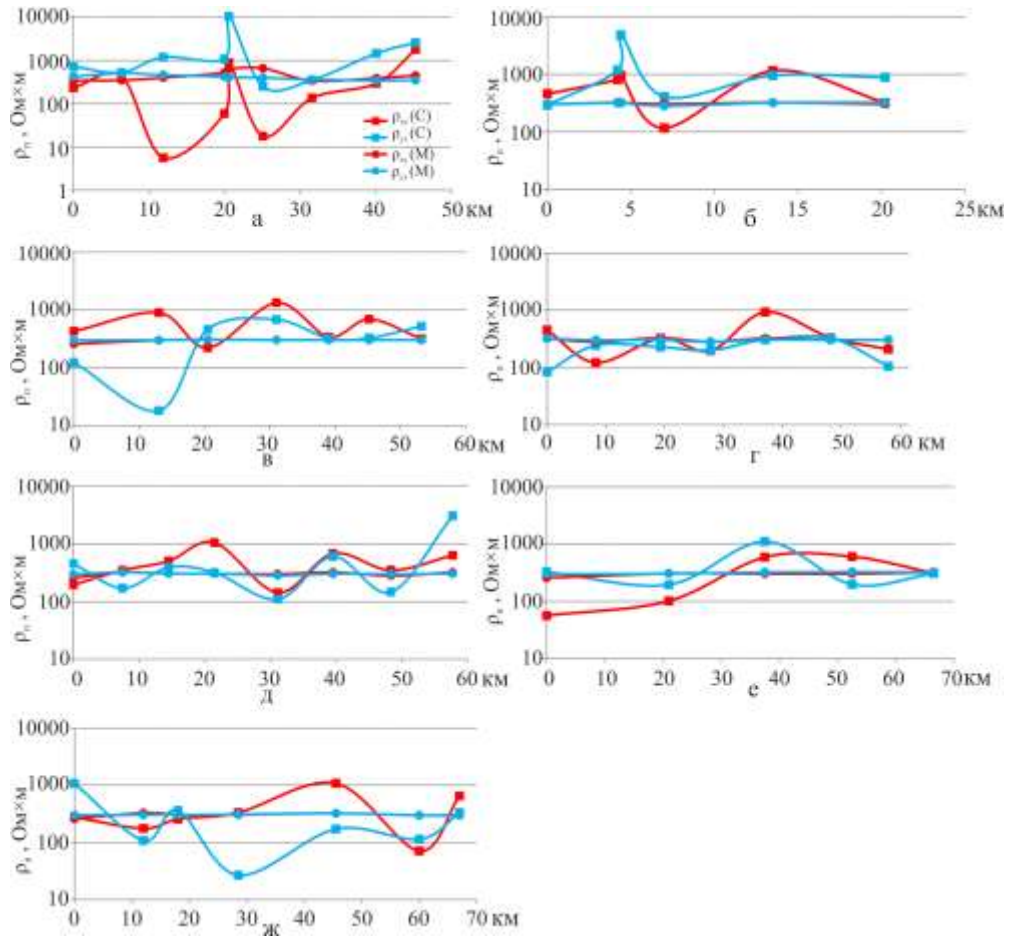


Рис 3.2. Графіки ρ_p для періодів 10 с за спостереженими даними: північна складова – ρ_{xy} (С), східна ρ_{yx} (С); та розраховані: північна складова ρ_{xy} (М), східна ρ_{yx} (М), для моделі Мод-1. Графіки: а – пр. 1; б – пр. 2; в – пр. 3; г – пр. 4; д – пр. 5; е – пр. 6; ж – пр. 7.

Уздовж пр. 3 введено поспіль два широтних провідники, кожен з $b=10$ км ($\rho = 250$ Ом·м) для задоволення характерного розходження значень ρ_p більш ніж в 1,5 рази на початку профілю. На пр. 5 було досягнуто найбільшої кореляції спостережених і розрахованих модельних значень для $T = 10$ с введенням трьох провідників розмірами 5×5 км і $\rho = 250$ Ом·м.

Найскладнішою серією провідників на першому глибинному рівні є пр. 7, для задоволення спостережених значень ρ_p в модель введено декілька широтних провідників, які чергуються значеннями ρ від 250 до 100 Ом·м і навпаки вздовж свого простягання.

Також для підвищення нормального розподілу значення ρ_{Π} в північній частині планшета, яка просторово корелюється з Волинським мегаблоком (пр. 1 та пр. 2 (рис. 3.1)), під осадовими відкладами до глибини 50 км було закладено горизонти з $\rho = 5000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Такий високий опір можна пояснити присутністю в межах мегаблока високоомної структури Коростенського плутону.

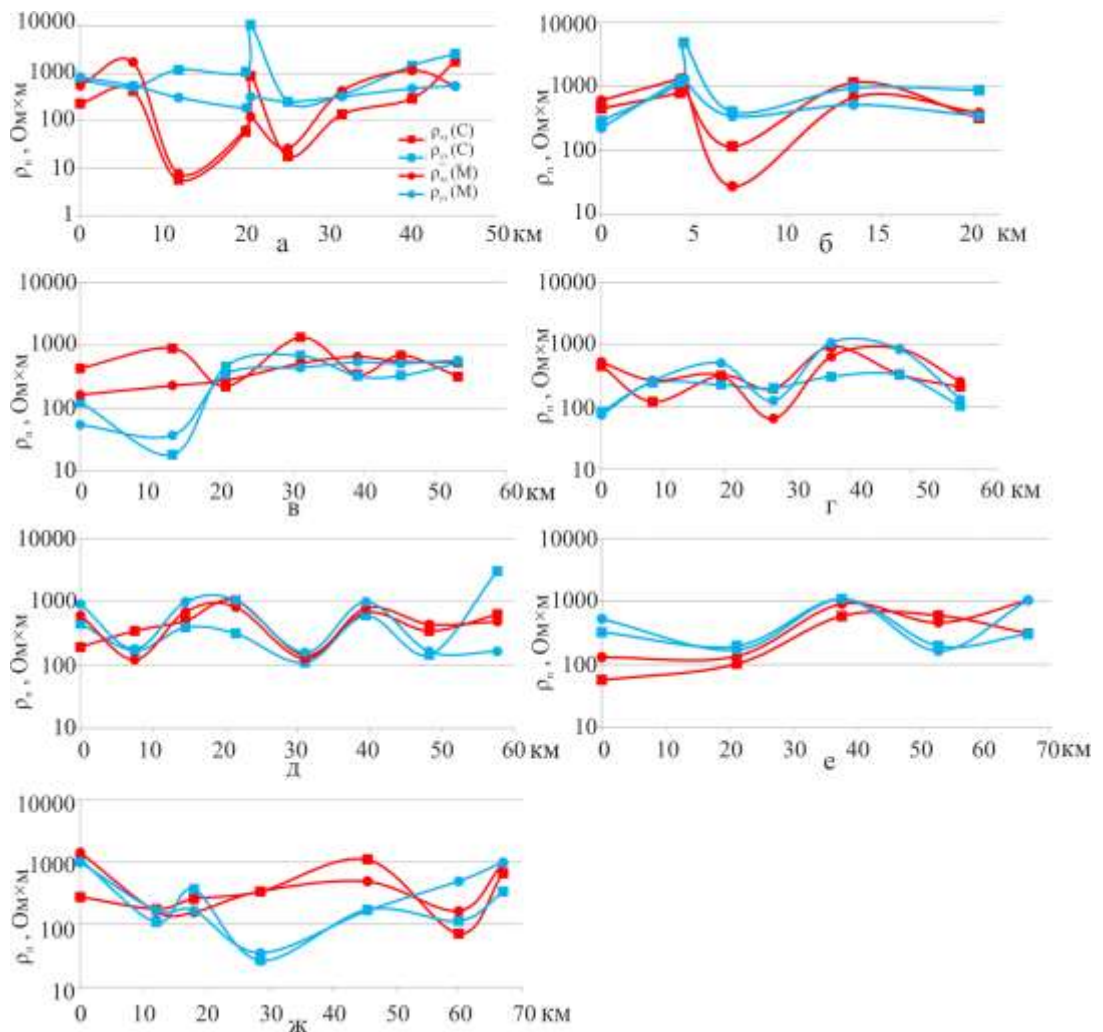


Рис 3.3. Графіки ρ_{Π} для періодів 10 с за спостереженими ($\rho_{xy}(C)$, $\rho_{yx}(C)$) та розрахованими ($\rho_{xy}(M)$, $\rho_{yx}(M)$) даними для Мод-2. Графіки: а – пр. 1; б – пр. 2; в – пр. 3; г – пр. 4; д – пр. 5; е – пр. 6; ж – пр. 7.

В Мод-3 з апіорної інформації [Кулик, Бурахович, 2007; Бурахович та ін., 2015] внесено регіональні аномалії електропровідності. Чернівецько-Коростенська аномалія електропровідності розташована у центральній частині планшета та продовжується на захід, має значення $\rho = 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ і залягає на

глибині від 15 до 30 км. У північній частині планшета Волинського мегаблока на відстані 40 км розташована її північна частина з $\rho = 30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ та глибиною залягання 15 – 30 км.

У південній частині планшета Мод-3 [Ширков и др., 2017] було закладено астеносферу. Вона з півдня на північ занурюється під УЩ, на заході досягає 26° сх. д., на сході – 30° сх. д., її ділять на дві частин: перша від 50° пн. ш. простягається на 80 км в південному напрямку і з $\rho = 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ занурюється від глибини 70 до 120 км; друга частина є продовженням першої та продовжується на південь ще на 340 км, з $\rho = 25 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ та глибиною залягання 50 – 120 км.

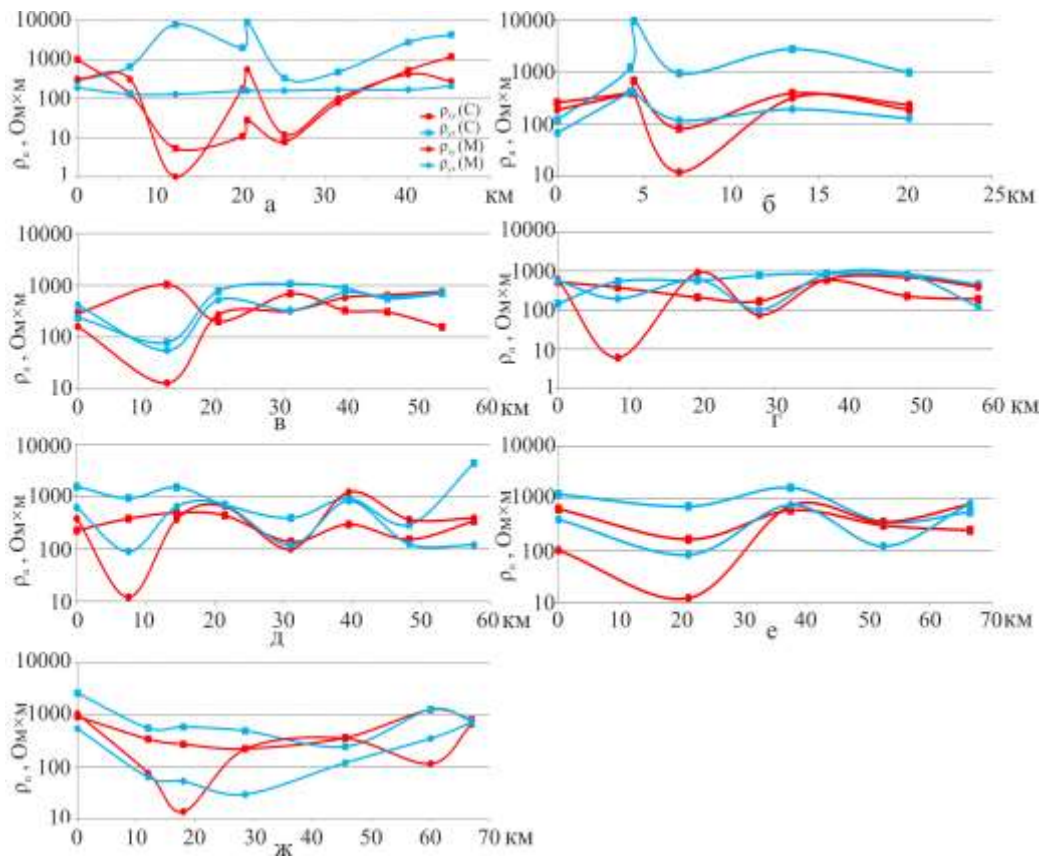


Рис 3.4. Графіки $\rho_{\text{п}}$ на періодах 1000 с за спостереженими даними: північна складова – ρ_{xy} (С), східна ρ_{yx} (С); та розраховані: північна складова ρ_{xy} (М), східна ρ_{yx} (М), для Мод-4. Графіки: а – пр. 1; б – пр. 2; в – пр. 3; г – пр. 4; д – пр. 5; е – пр. 6; ж – пр. 7.

Судячи з геологічної інформації про район моделювання, було вирішено перевірити гіпотезу про глибинну природу Звіздаль-Заліської ЗР (Мод-4) та складну систему розломів з проявами метасоматозу гірських порід (Мод-5). Глибинну природу Звіздаль-Заліської ЗР наведено в роботі [Гинтов, Пашкевич, 2010], в роботі [Бурахович, Усенко, 2013] її описують як “трансформну” розломну зону розгрузки глибинного флюїду. У Мод-4 було закладено вертикальний провідник північного простягання, який просторово співпадає з Звіздаль-Заліською ЗР та проходить майже через весь планшет з розмірами: x – дві комірки по 5 км в нижній частині планшета, південніше від Унавського розлому субпаралельного простягання (оконтурює з півдня Андрушівську ЗР), та 1 комірка у верхній, відповідно на північ від Унавського розлому. Провідник занурюється з глибини 100 м до 50 км. Розраховано дві моделі зі значеннями ρ провідника 100 Ом·м для $T = 10$ та 1000 с (рис 3.4).

Розраховані в Мод-4 параметри $\rho_{\text{п}}$ ($\rho_{\text{п}}(M)$) як для $T = 10$, так і 1000 с (рис 3.4) не підтверджують наявності провідника такої потужності та простягання. Якщо для $T = 10$ с значення $\rho_{\text{п}}(M)$ відрізняються від Мод-2 невеликим підвищенням $\rho_{\text{п}}(M)$ в пунктах (пр. 1 – MAR; пр. 3 – RUJ; пр. 4 – OGV; пр. 5 – PGR; пр. 6 – PVL; пр. 7 – AND, PLS), які лежать безпосередньо під провідником, то на $T = 1000$ с (рис 3.4) провідність суттєво збільшується і $\rho_{\text{п}}(M)$ під провідником відрізняється від $\rho_{\text{п}}(C)$ більше як на один порядок.

Крім того, на графіку для пр. 3 (в пункті RUJ) спостерігаються перевернуті поляризації $\rho_{\text{п}}(M)$ відносно $\rho_{\text{п}}(C)$, значення опору відрізняються один від одного майже на два порядки. З цього робимо висновок, що токові структури в цьому районі орієнтовані в перпендикулярному напрямку відносно змодельованого провідника.

Згідно з державними геологічними картами поверхні кристалічного фундаменту [Державна..., 2003, 2005], в межах центральної частини планшета геолого-геофізичними методами було закартовано складну систему розломів із проявами метасоматозу гірських порід. У зв'язку з тим, що при метасоматозі часто утворюються мінерами та корисні копалини, які мають високу

електропровідність, було розраховано Мод-5 із закладеними провідниками, які просторово співпадають з цими зонами. Глибина вертикальних провідників сягала 2 км, модельний $\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Наступним етапом після закладення теоретичних моделей був підбір Мод-6 за спостереженими даними для $T=100, 1000$ і 10000 с. Під час якісної інтерпретації було виділено декілька поверхневих та глибинних аномалій електропровідності, частину цих аномалій було введено при побудові Мод-2 на $T=10$ с. Вплив провідників, закладених в першому поверхневому шарі, спостерігається і на $T=100$ с (Мод-6).

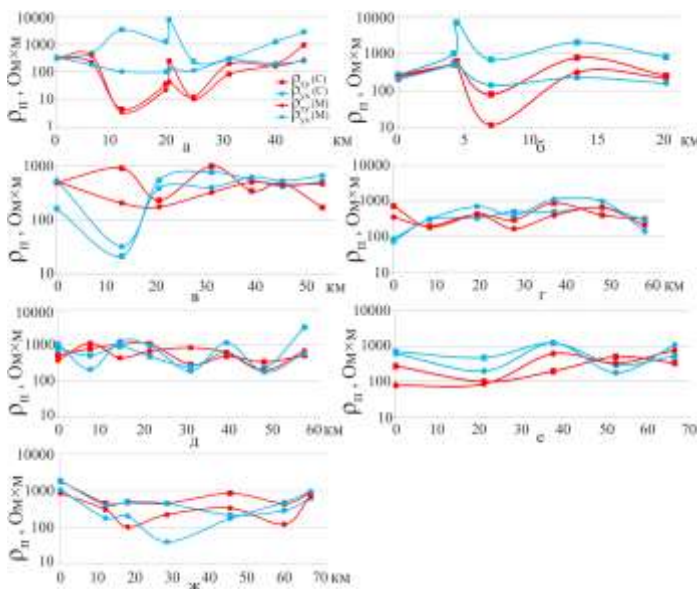


Рис. 3.5. Графіки ρ_p для періодів 100 с за спостереженими ($\rho_{xy}(C)$, $\rho_{yx}(C)$) і розрахованими ($\rho_{xy}(M)$, $\rho_{yx}(M)$) даними для Мод-6: а – пр. 1; б – пр. 2; в – пр. 3; г – пр. 4; д – пр. 5; е – пр. 6; ж – пр. 7.

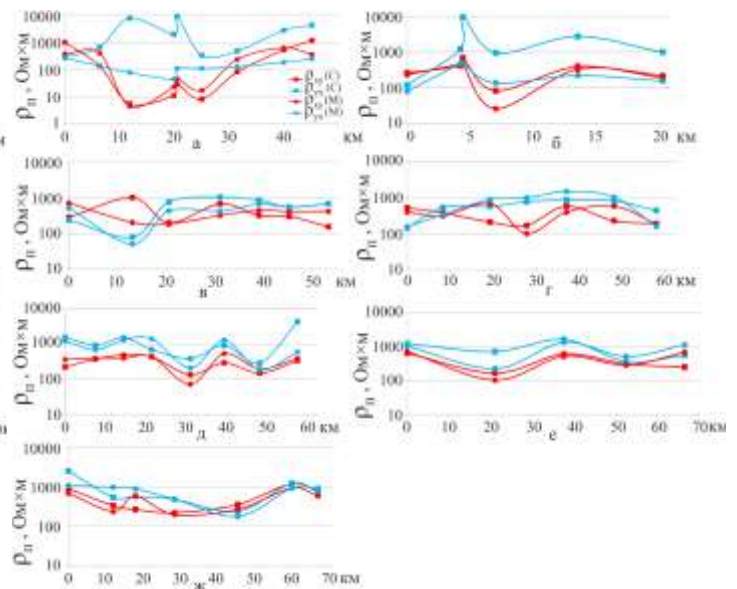


Рис. 3.6. Графіки ρ_p для періодів 1000 с за спостереженими ($\rho_{xy}(C)$, $\rho_{yx}(C)$) і розрахованими ($\rho_{xy}(M)$, $\rho_{yx}(M)$) даними для Мод-6.

У Мод-6 було введено серію провідників як в північній, так і в південній частині планшета: потужний провідник ламаної форми з різними параметрами $\rho = 100 - 250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ $b = 20 \text{ км}$ і $l = 25 \text{ км}$ в північній частині; декілька

меридіональних провідника в південній частині, найбільший з яких досягає $l = 30$ км.

Унаслідок неодноразового підбору та розрахунків різних варіантів Мод-6 для $T = 100$ с отримано задовільне співвідношення змодельованих та спостережених параметрів ρ_{Π} (рис. 3.5).

На наступному етапі в Мод-6 було підбрано співвідношення значень ρ_{Π} (М) і ρ_{Π} (С) для $T = 1000$ с (рис. 3.6).

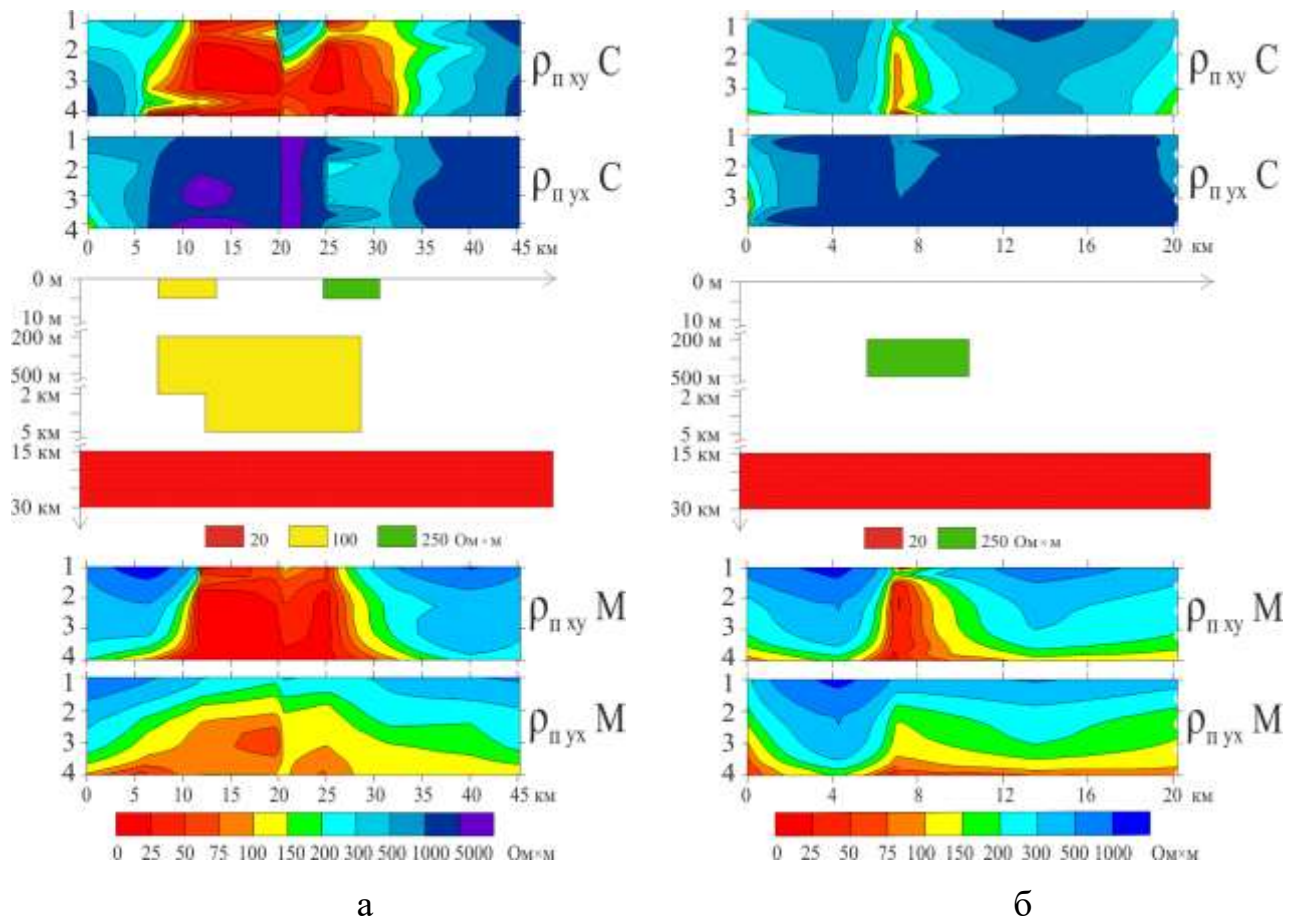


Рис. 3.7. Псевдорозрізи для пр. 1 (а) і пр. 2 (б) за спостереженими (С) та модельними (М) даними для поляризації xy і yx (вертикальна шкала $\lg(T)$) та розрізи згідно Мод-6 вздовж цих профілів.

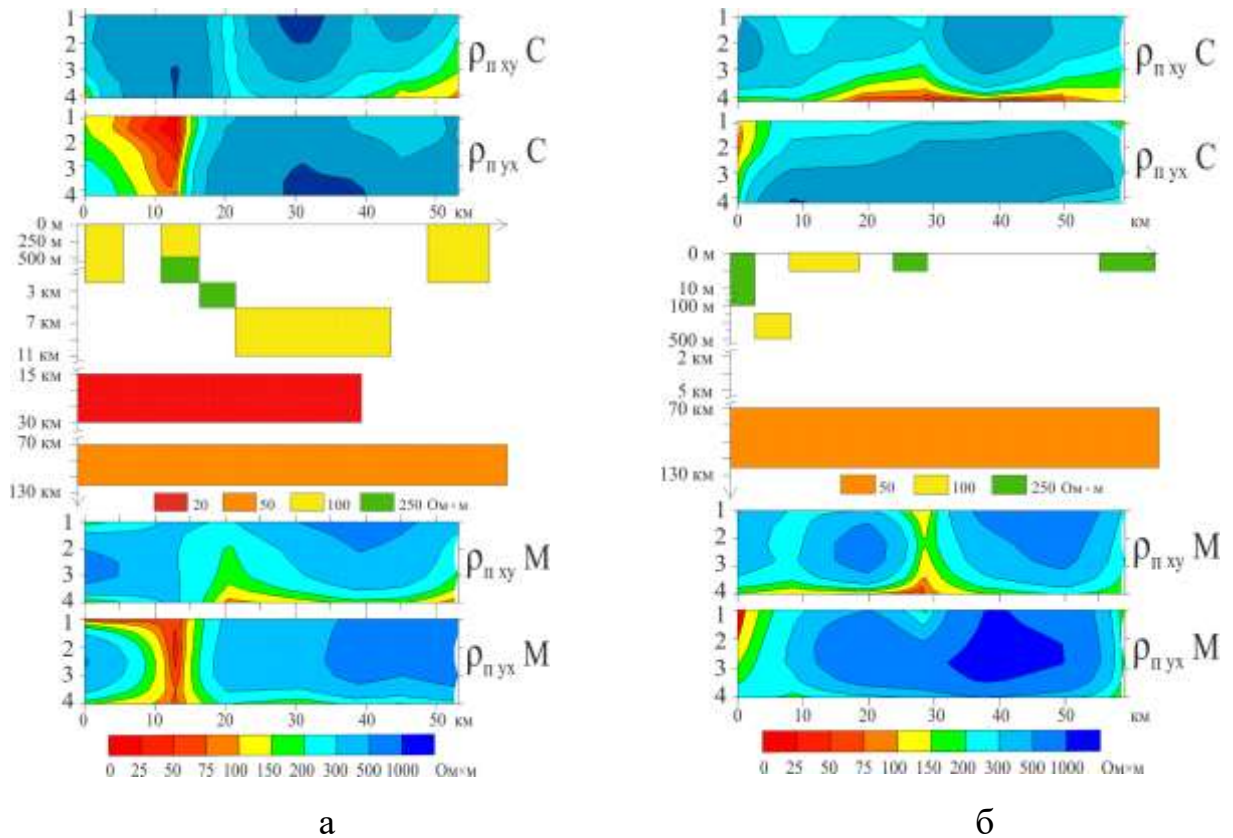


Рис. 3.8. Псевдорозрізи для пр. 3 і пр. 4 за спостереженими та модельними даними для поляризації ху і ух та розрізи згідно Мод-6 вздовж цих профілів.

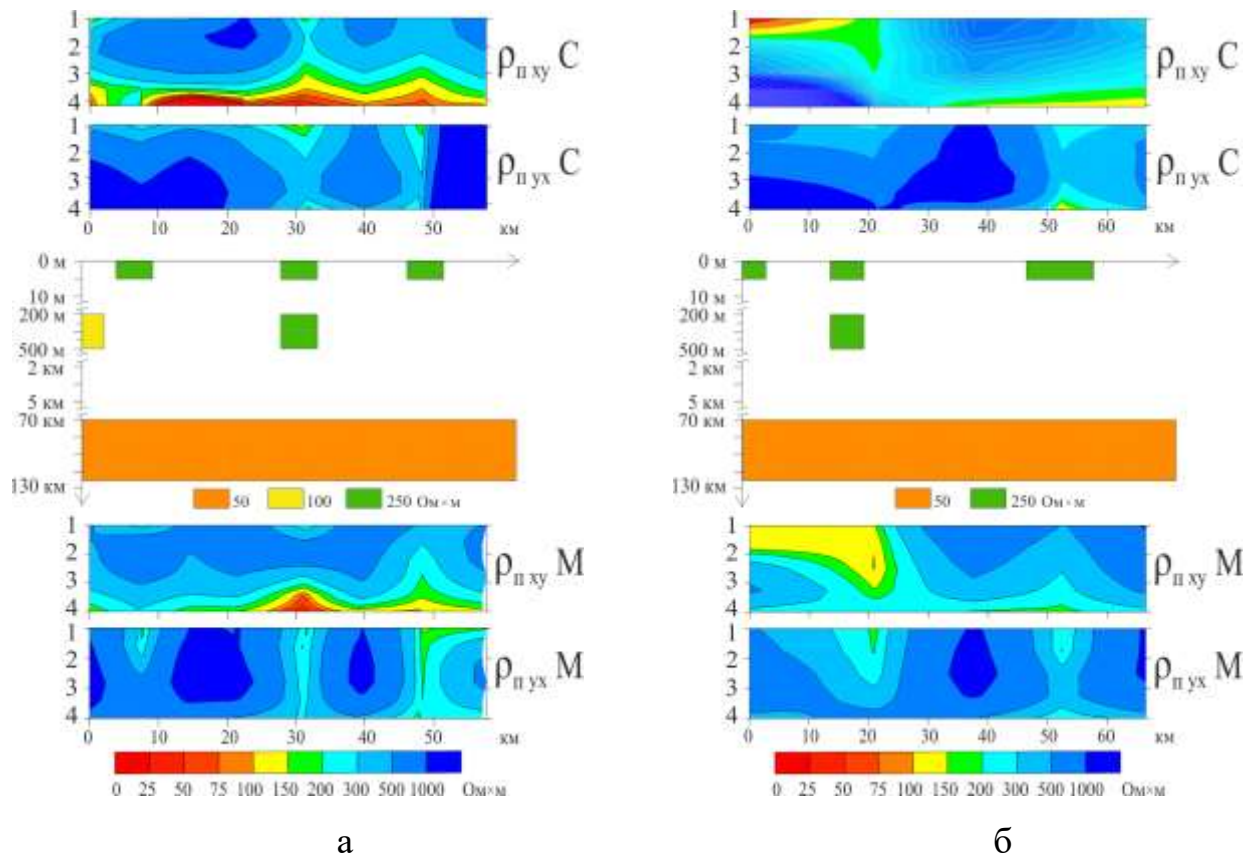


Рис. 3.9. Псевдорозрізи для пр. 5 і пр. 6 за спостереженими та модельними даними для поляризації ху і ух та розрізи згідно Мод-6 вздовж цих профілів.

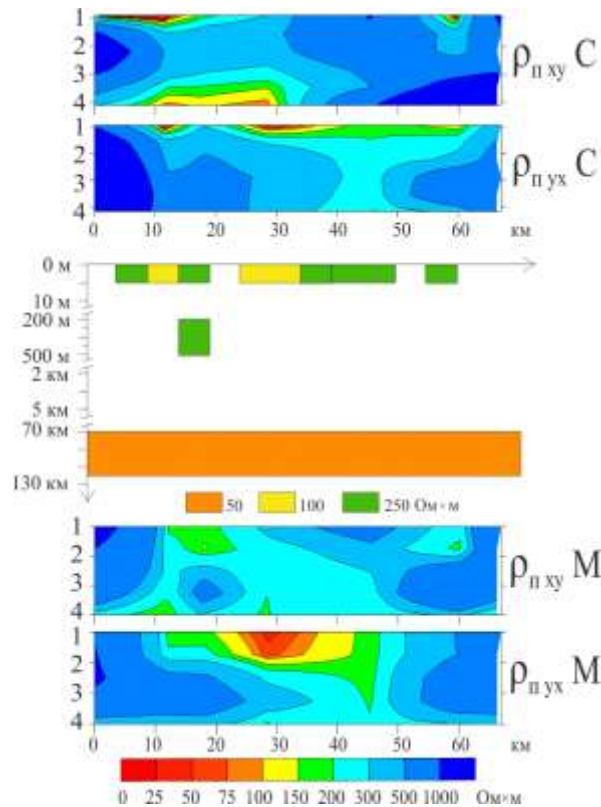


Рис. 3.10. Псевдорозріз для пр. 7 за спостереженими та модельними даними для поляризації ху і ух та розріз згідно Мод-6 вздовж профілю.

На основі виділеного за якісною інтерпретацією індукційних параметрів пр. 3 субширотно витягнутого глибинного провідника (на $T = 300 - 1000$ с) в Мод-6 введено відповідний провідник, внаслідок підбору просторових параметрів та опору його було закладено на глибинах від 2 до 11 км, $b = 45$ км з $\rho = 100 - 250$ Ом·м.

Провідник, закладений в північній частині планшета на етапі підбору параметрів $\rho_{п}$ для $T = 100$ с, було занурено до глибини 5000 м зі зменшенням його просторових параметрів до $b = 15$ км і $l = 10$ км.

У межах УЩ є багато прикладів, коли рівень спостереженого $\rho_{п}$ (МТЗ) перевищував значення 50000 Ом·м (рис. 3.7). Такі значення неможливо теоретично отримати при 3D моделюванні за умови, що використовується загальноприйнятий нормальний геологічний розріз земної кори та верхньої мантії. Відстань між пунктами спостереження, які характеризуються перепадами $\rho_{п} = 100 - 50000$ Ом·м, становить 5 км. Однією з причин такого явища може бути

присутність різкого перепаду неоднорідності електропровідності безпосередньо під вимірювальними диполями напруження електричного поля, природа цього явища до кінця не вивчена.

У результаті розраховані в кінцевій моделі Мод-6 електромагнітні параметри задовольняють експериментальним даним, в них зберігається співвідношення кривих $\rho_{\text{п}}$ за поляризацією. Криві $\rho_{\text{п}}$ за напрямками вимірювальних ліній характеризуються розбіжністю до одного порядку (в більшості випадків), збільшуються з T , найбільша неузгодженість спостерігається на деяких кривих пр. 1 і пр. 2 та пов'язана з особливостями геології, які описані вище. Похибка для більшості кривих не перевищує 15 – 20 %.

При моделюванні для $T = 10000$ с значення $\rho_{\text{п ух}}$ нижчі за спостережені, це можна пояснити впливом гальванічного ефекту. Згідно з нормальним розподілом провідності для мантиї під територією України [Semenov et al., 1996], опір з глибиною зменшується, тому в модель закладено розріз, опір в якому до глибини 160 км має значення $\rho = 1000$ Ом·м і падає до 1 Ом·м до глибини 960 км. Для підтвердження гальванічного впливу на вимірювальні диполі в модель було закладено розріз, в якому до глибини 960 км значення ρ становить 1000 Ом·м, у результаті рівень $\rho_{\text{п}}$ для $T = 10000$ с наблизився до спостережених даних. Такі результати суперечать дослідженням провідності мантиї для цього району [Semenov et al., 1996]. У зв'язку з цим можна стверджувати, що під час вимірювань на записи в деяких пунктах спостереження впливав гальванічний ефект.

3.3. Тривимірний модель Кочерівської ділянки західної частини УЩ

Для того щоб візуалізувати та проаналізувати результати розрахунків тривимірного електромагнітного моделювання і виділені аномалії електропровідності в земній корі Кочерівської ділянки західної частини УЩ було побудовано 3D геоелектричну модель [Пуенко, 2020] (рис. 3.11, б) і зрізи моделі

для різних глибин, нанесених на геолого-тектонічну карту поверхні кристалічного фундаменту (рис. 3.11, а).

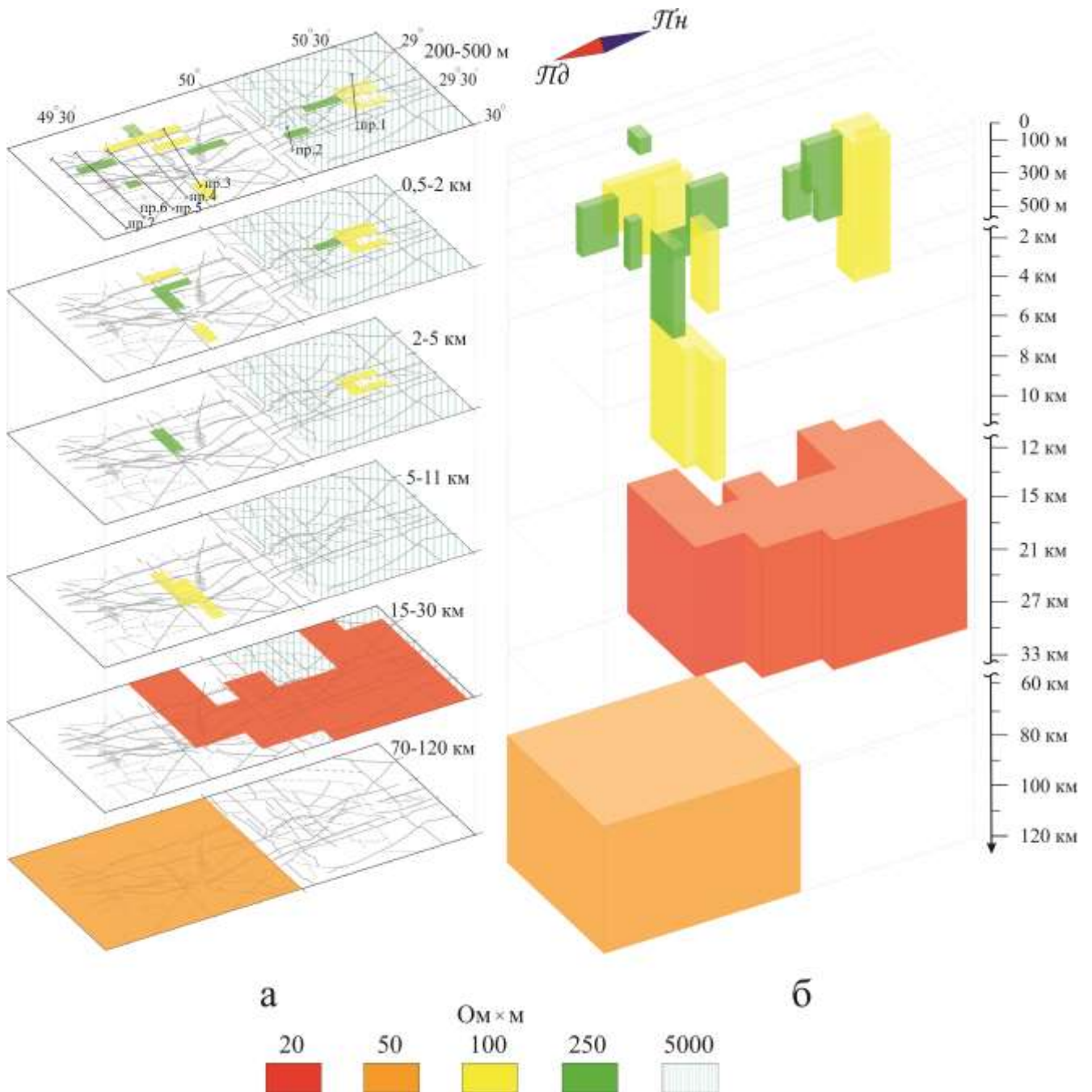


Рис. 3.11. 3D модель аномалій електропровідності Кочерівської ділянки: а – геолого-тектонічна карта поверхні кристалічного фундаменту [Державна..., 2003, 2005], для різних глибин; б – 3D геоелектрична модель.

Область моделювання можна розділити на дві частини, які розмежовуються Центральною зоною розломів та відносяться до різних мегаблоків. Так, в

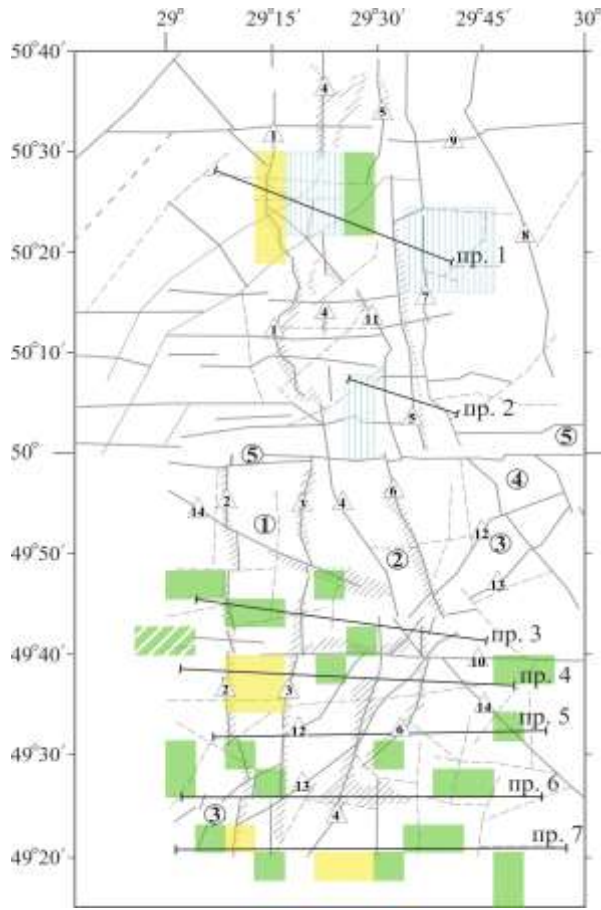
Волинському мегаблоці, враховуючи високий опір кристалічного фундаменту (який на деяких ділянках не покритий високопровідними осадовими відкладами) та присутність Коростенського плутону, ρ вміщуючих порід закладалось 5000 Ом·м, ρ вміщуючих порід Росинського мегаблоку нижче – 1000 Ом·м.

За глибиною модель можна поділити на шість глибинних ярусів, на яких відображаються характерні структурні особливості закладених аномалій.

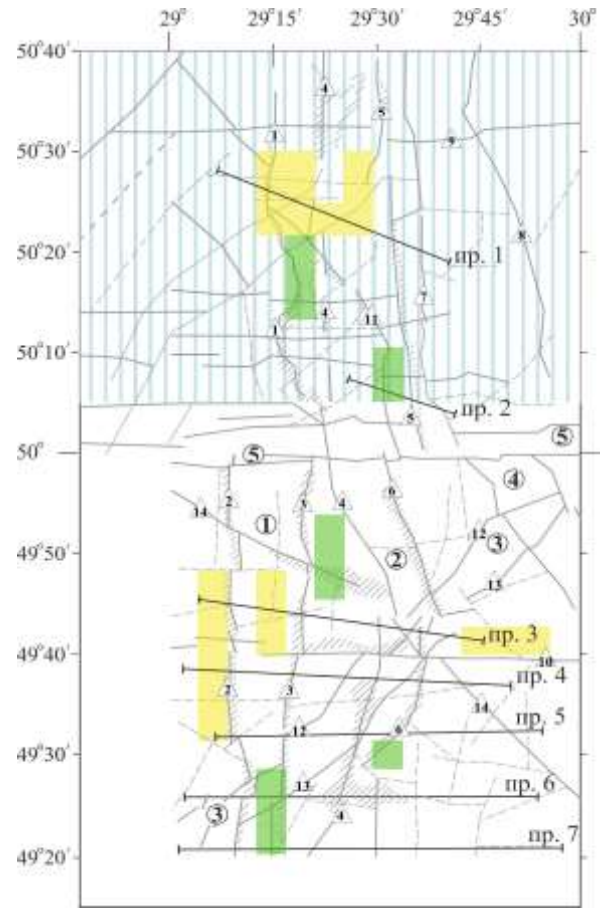
На глибинному ярусі від земної поверхні до 5 м підібрано значну кількість провідників з різною орієнтацією та провідністю $\rho = 100 - 250$ Ом·м (рис. 3.11; 3.12, а), більшість з них розташовано в Росинському мегаблоці і приурочено до розломів та зон розломів, такі аномалії можуть бути спричинені зонами, що не враховані у неоднорідному розподілі сумарної поздовжньої провідності. Серія поверхневих аномалій розташована вздовж Звездаль-Заліської ЗР. У північній частині закладено декілька провідників меридіонального простягання. Модельні поверхневі аномалії гальванічно не пов'язані з провідниками на нижчих ярусах.

Також на глибині від 0 до 100 м закладено аномалію, яка йде вздовж Самгородського розлому та просторово співпадає з Белилівською імпактною структурою (рис. 3.12, а).

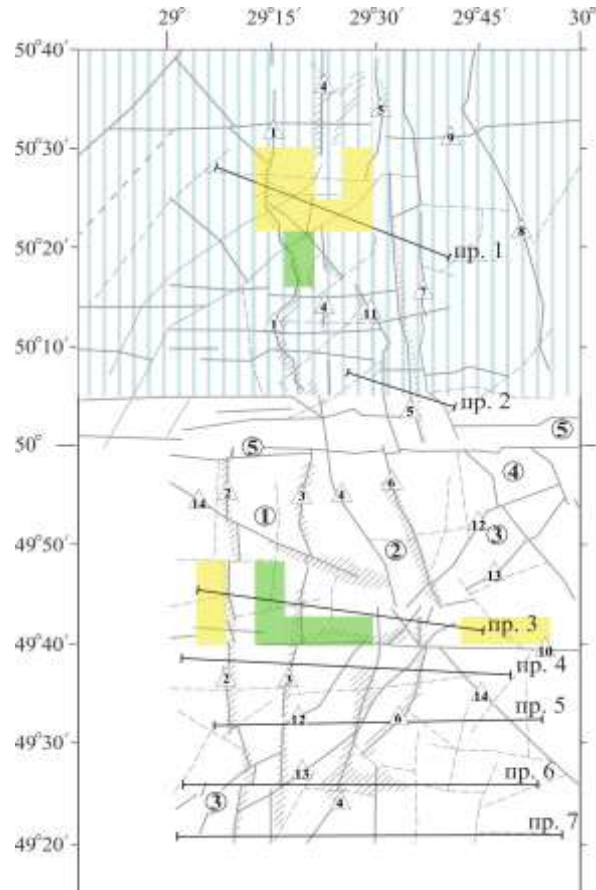
На наступному ярусі з глибинами від 200 до 500 м (рис. 3.11; 3.12, б) провідники починають відображати тектоніку району дослідження. У північній частині моделі закладено провідник між $50^{\circ} 30'$ і $50^{\circ} 25'$ пн. ш. та між $29^{\circ} 15'$ і $29^{\circ} 30'$ сх. д з $\rho = 100$ Ом·м, $l = 15$ км і $b = 20$ км, який просторово співпадає з Кочерівським синклінорієм і занурюється з такими просторовими розмірами до 2 км, де зменшується до $b = 15$ км і відсікається на глибині 5 км. Західній межі цього провідника відповідає Віленський розлом, вздовж нього на південь відгалужується аномалія з $\rho = 250$ Ом·м і $l = 15$ км, на 500 м зменшується до $l = 10$ км і відсікається на глибині 2 км.



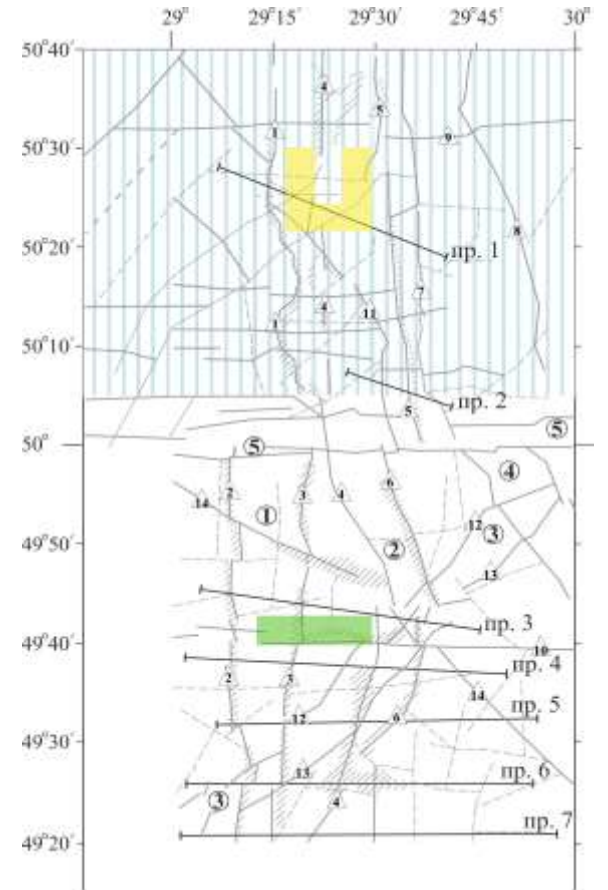
a



б



в



г

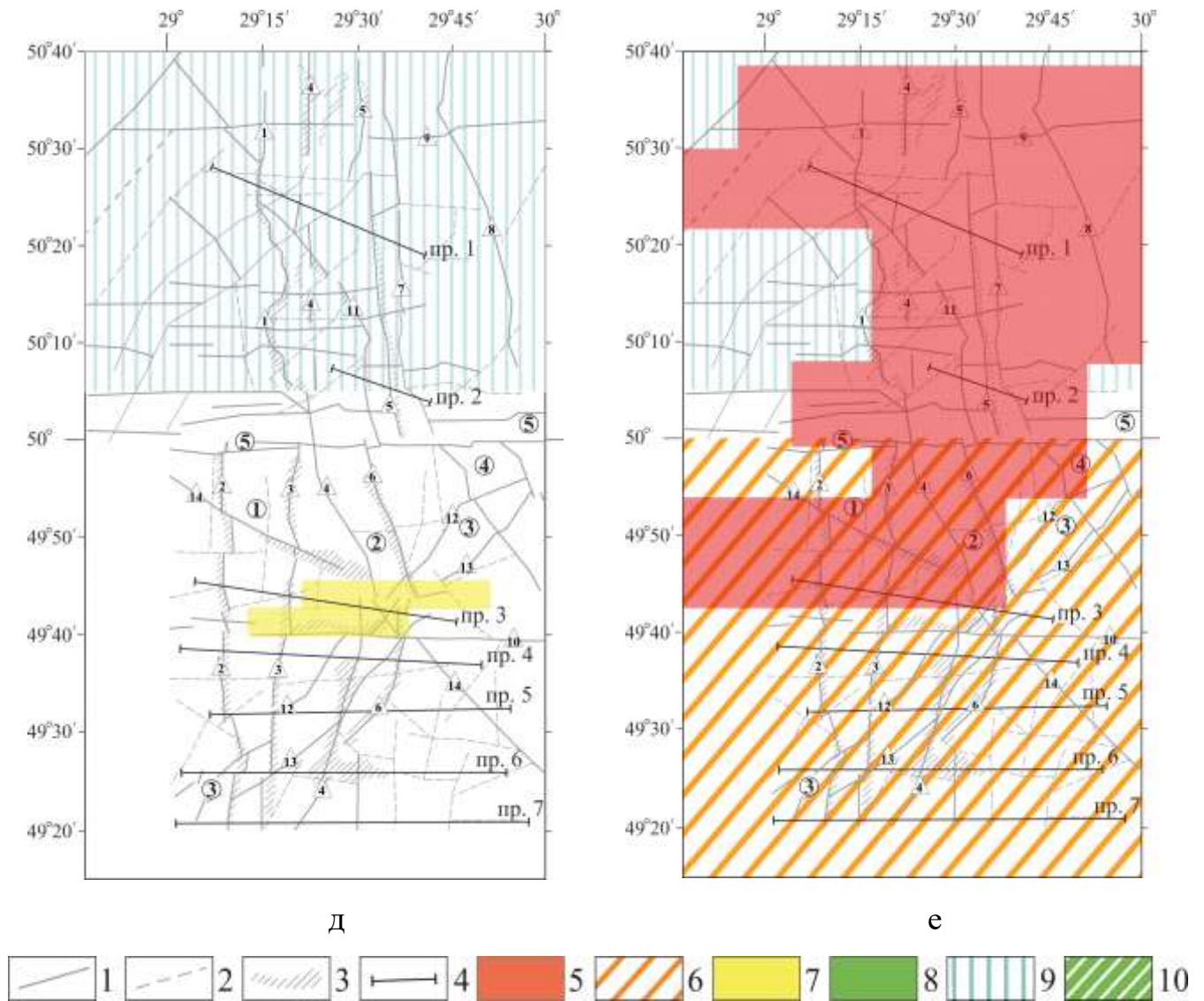


Рис. 3.12. Аномалії електропровідності винесені на тектонічну схему Кочерівської ділянки західної частини УЩ для різних глибин: а – 0 – 5 м; б – 200 – 500 м; в – 0,5 – 2 км; г – 2 – 5 км; д – 5 – 11 км; е – 15 – 120 км. 1 – глибинні та головні розломи; 2 – інші тектонічні порушення; 3 – зони метасоматозу; 4 – лінії профілів МТЗ; 5–8 – зони з питомим опором: 5 – 20 Ом·м (глибина залягання 15 – 30 км); 6 – 50 Ом·м (70 – 120 км); 7 – 100 Ом·м; 8 – 250 Ом·м; 9 – 5000 Ом·м; 10 – зони з $\rho = 250$ Ом·м (0 – 100 м). Цифри в кругах – зони розломів: 1 – Звіздаль-Заліська, 2 – Брусилівська, 3 – Немирівська, 4 – Центральна, 5 – Андрушівська; цифри в трикутниках – розломи: 1 – Віленський, 2 – Огіївський, 3 – Погребищенський, 4 – Кочерівський, 5 – Брусилівський, 6 – Великоерчиківський; 7 – Вільшанський, 8 – Макарівський, 9 – Глухівський, 10 –

Самгородський, 11 – Центральний, 12 – Таборівський, 13 – Павлівський, 14 – Варварівський.

У південній частині планшета з глибини 200 м закладено декілька меридіональних провідників. Два з них, між $49^{\circ} 50'$ і $49^{\circ} 30'$ пн. ш. з $\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ просторово співпадають зі Звіздаль-Заліською ЗР: перший $l = 30 \text{ км}$ відповідає Огіївському розлому, на глибині 500 м зменшується до $l = 15 \text{ км}$ і відсікається на глибині 2 км (рис. 3.11; 3.12, б; 3.12, в). Другий ($l = 15$) км простягається паралельно Погребищенському розлому і продовжується до глибини 2 км зі зменшенням значення ρ до $250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ (500 м – 2 км).

В координатах $49^{\circ} 30'$ пн. ш. і $29^{\circ} 30'$ сх. д. на глибині 200 – 300 м з $\rho_{\text{п}} = 250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ закладено локальний провідник $5 \times 5 \text{ км}$, який просторово відповідає Великоєрчиківському розлому. На $49^{\circ} 40'$ пн. ш. та між $29^{\circ} 45'$ і $29^{\circ} 55'$ сх. д. вздовж Самгородського розлому на глибинах від 200 м до 2 км з $b = 15 \text{ км}$ закладено провідник з $\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

На ярусі з глибинами від 2 до 5 км (рис. 3.11; 3.12, г) в координатах $49^{\circ} 40'$ пн. ш. та між $28^{\circ} 45'$ і $29^{\circ} 05'$ сх. д. знову ж таки вздовж Самгородського розлому закладається ще один провідник з $\rho = 250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, який знаходиться на захід від Звіздаль-Заліської ЗР.

На наступному глибинному ярусі (рис. 3.11; 3.12, в; 3.12, г) з глибини 500 м на $49^{\circ} 40'$ пн. ш. закладено провідник меридіонального простягання, виділений при інтерпретації даних МВП, що добре корелюються з даними МТЗ. Просторово відповідає Самгородському розлому. Між 500 м і 2 км він гальванічно зв'язаний із провідником, паралельним Погребищенському розлому, який описувався вище. Провідник занурюється та збільшується на схід, його можна поділити на дві частини: перша з $\rho = 250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ і $b = 20 \text{ км}$ між 500 м і 2 км; друга – на глибинах між 2 та 5 км (рис. 3.11; 3.12, д) стає більш провідною з $\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ і збільшується до $b = 45 \text{ км}$, в центральній частині має $l = 10 \text{ км}$.

На ярусі з глибинами від 15 до 30 км (рис. 3.11; 3.12, е) знаходиться Чернівецько-Коростенська аномалія електропровідності, закладена з апіорних

даних, при моделюванні вона задовольняла параметрам моделі і тому конфігурація та глибини не змінювались.

На останньому ярусі з глибинами від 70 до 120 км (рис. 3.11; 3.12, е) знаходиться астеносфера з $\rho = 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, закладена з апріорних даних.

3.4. Висновки до розділу 3

Використовуючи дані сучасних експериментальних спостережень МТ/МВ методами було побудовано 3D геоелектричну модель Кочерівської ділянки західної частини УЩ.

У земній корі на різних глибинах було виділено серію різнонаправлених аномалій підвищеної електропровідності з ρ від 100 до 250 Ом·м, які відповідають тектонічним структурам району моделювання: на глибинах від 0 до 5 м виділено поверхневі провідники, які розташовані як в межах зон розломів та приурочених до них зон метасоматозу і можуть бути спричинені зонами, що не враховані у неоднорідному розподілі сумарної поздовжньої провідності; в північній частині планшета на глибинах від 200 м до 5 км замодельовано потужний провідник, який просторово та по глибині залягання відповідає Кочерівському синклінорію; на глибинах 200 – 500 м і 200 м – 2 км виділено низку видовжених в більшості випадків субмеридіонального простягання аномалій, які відповідають основними глибинним тектонічним порушенням регіону: Віленському, Огіївському, Погребищенському, Великоерчиківському і Самгородському; починаючи з глибини 500 м і до 11 км вздовж Самгородського розлому виділено аномалію провідності, яка має субпаралельне простягання, занурюючись з заходу на схід, змінює ρ від 250 Ом·м в верхній частині до 100 Ом·м в нижній.

На глибинах від 15 до 30 км знаходиться регіональна Чернівецько-Коростенська аномалія електропровідності з $\rho = 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Область з аномально високим опором до $\rho = 5000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ відповідає кристалічним породам Волинського мегаблока. На глибині 70-120 км в південній частині моделі розташована астеносфера з $\rho = 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Перелік використаних джерел до розділу 3

Анциферов, А. В. (Ред.) (2009). Геолого-геофизическая модель Немировско-Кочеровской шовной зоны Украинского щита. Донецк: Вебер.

Бурахович, Т. К., Усенко, О. В. (2013). Аномалии электропроводности в зонах анортозитового и щелочного магматизма Украинского щита. *Геодинаміка*, 15(2), 109–111.

Бурахович, Т. К., Николаев, И. Ю., Шеремет, Е. М., Ширков, Б. И. (2015). Геоэлектрические аномалии Украинского щита и их связь с рудопроявлениями полезных ископаемых. *Геофиз. журн.*, 37(6), 42–63.

Бурьянов, В. Б., Гордиенко, В. В., Завгородняя, О. В., Кулик, С. Н., Логвинов, И. М., Шуман, В. Н. (1987). Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев: Наук. думка.

Гинтов, О. Б., Пашкевич, И. К. (2010). Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита. *Геофиз. журн.*, 32(2), 3–27.

Державна геологічна карта України масштабу 1:200000 аркуша М-35-ХVIII (Фастів). Київ: Геоінформ України, 2003.

Державна геологічна карта України масштабу 1:200000 аркуша М-35-XXIV (Сквира). Київ: Геоінформ України, 2005.

Ільєнко, В. А., Кушнір, А. М., Бурахович, Т. К. (2019). Електромагнітні дослідження Звіздаль-Заліської та Брусилівської зон розломів Українського щита. *Геофиз. журн.*, 42 (4), 97–113.

Ільєнко, В., Бурахович, Т., Кушнір, А., Попов, С., Омельчук, О. (2020). МТ/МВ дослідження в зоні ендоконтакту Корнинського гранітного масиву. *Вісник КНУ ім. Тараса Шевченка. Геологія*, 88(1), 46–52.

Кулик, С. Н., Бурахович, Т. К. (2007). Трехмерная геоэлектрическая модель земной коры Украинского щита. *Физика Земли*, (4), 21–27.

Ніколаєв І. Ю., Кушнір А. М., Ільєнко В. А., Ніколаєв Ю. І. (2019). Електромагнітні дослідження західної частини Українського щита. *Геофіз. журн.*, 41 (3), 120–133.

Ширков, Б. И., Бурахович, Т. К., Кушнир, А. Н. (2017). Трёхмерная геоэлектрическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофиз. журн.*, (1), 41–58.

Pyenko, V. A. (2020). Three-dimensional model of the Kocheriv section of the western part of the Ukrainian Shield. *XIX th International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects»*. Kyiv.

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.

Mackie, R. L., Smith, J. T., Madden, T. R. (1994). Three-dimensional electromagnetic modelling using finite difference equation: the magnetotelluric example. *Radio Sci.*, 29, 923–935.

Semenov, V. Yu., Kulik, S. N., Logvinov, I. M. (1996). Estimations of the geoelectrical structure of the mantle in Ukraine. *Доп. НАН України*, (12), 134–137.

Zinger, B. Sh., Kuvshinov, A. V., Mishina, L. P., Finberg, E. B. (1993). Global geomagnetic sounding: new methodology. *Physics of the Earth*, (1), 34–42.

РОЗДІЛ 4.

ЗВ'ЯЗОК АНОМАЛІЙ ЕЛЕКТРОПРОВІДНОСТІ КОЧЕРІВСЬКОЇ ДІЛЯНКИ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УЩ З РУДОПРОЯВАМИ КОРИСНИХ КОПАЛИН ТА ОСЕРЕДКАМИ СЕЙСМІЧНИХ ПОДІЙ

Основним результатом тривимірного геоелектричного моделювання є виявлення та оцінка в надрах земної кори УЩ особливого природного явища – високої електропровідності, яка концентрується в окремих ділянках кори і верхньої мантії та формує зони різної інтенсивності та глибини залягання. Аномалії електропровідності розподілені по всій глибині земної кори та верхів верхньої мантії з ρ від 10 до 250 Ом·м. Такі зони по-різному характеризують геологічні структури. Загальновідомо, що параметри електропровідності гірських порід, які складають верхню частину геологічного розрізу, дають змогу оцінити можливі рудопрояви корисних копалин завдяки процесам метасоматичних змін навколорудних порід: графітизації, сульфідизації, озалізнення та окварцювання.

Про актуальність таких досліджень свідчить значне розширення обсягів електророзвідувальних робіт із застосуванням методів МТЗ і МВП при пошуках і розвідці рудопроявів корисних копалин [Куликов и др., 2011; Варенцов и др., 2013]. У роботі [Белявский и др., 2004] проаналізовано приуроченість золоторудних родовищ до аномалій підвищеної електропровідності. Деякі аспекти зв'язку уранових проявів альбітитової формації золоторудних родовищ і проявів графіту з аномаліями електропровідності, отриманими в результаті побудови локальної об'ємної моделі земної кори центральної частини УЩ Кіровоградського рудного району, наведено в статті [Николаев и др., 2013]. У роботах по дослідженню Голованівської шовної зони [Бурахович, Ширков, 2015; Бурахович и др., 2015а, б; Ширков и др., 2017; Кушнір та ін., 2018] показано, що низькоомні аномалії приурочені до протяжних смуг і областей поширення графітовмісних порід і зон метасоматозу уздовж протяжних зон розломів. Результати 3D моделювання базит-метабазитових утворень Ятранського блока Голованівської шовної зони показали, що такі структури у геологічних границях в аномальній

електропровідності не проявилися. Але розломні зони, які оконтурюють та перетинають їх, виявилися складними аномальними об'єктами як за планом, так і за глибиною. Висока електропровідність пояснюється особливим складом порід земної кори (графітизацією, сульфідизацією та ін.) або флюїдизацією різного походження [Бурахович и др., 2018; Kushnir et al., 2020]. Використання результатів геоелектричних досліджень для прогнозування корисних копалин на території УЩ і їх зв'язок з глибинними аномаліями високої електропровідності розглянуто в роботах [Белявский и др., 2001; Шеремет и др., 2010; Варенцов, 2013; Варенцов и др., 2013; Старостенко, Гинтов, 2013], їм присвячено цикл монографій [Азаров, 2005; Анциферов, 2006, 2008, 2009; Шеремет и др., 2013].

Геофізичні дослідження останніх десятиліть вказують на широке поширення в консолідованій земній корі континентів сейсмічних і геоелектричних неоднорідностей. В їх утворенні основна роль належить флюїдам і глибинним флюїдним системам. Ареною розвитку деформацій в флюїдонасичених зонах консолідованої кори є переважно їх верхні частини. Вогнища корових землетрусів концентруються здебільшого над верхньою кромкою електропровідних шарів, що підтверджено результатами 3D моделювання сейсмонебезпечного глибинного Подільського розлому [Кушнір, Бурахович, 2019].

Зважаючи на вище зазначено, можна стверджувати, що аномалії електропровідності є одним з найголовніших факторів, які визначають можливі зони геодинамічних процесів і тому повинні бути досліджені з точки зору формування та просторового розташування рудопроявів корисних копалин.

Геологічні структури УЩ у геоелектричному відношенні поділено на західну, центральну і східну частини [Бурахович, Ширков, 2015; Бурахович и др., 2015а, б; Ширков, Бурахович, 2017; Ширков и др., 2017; Бурахович, Кушнір, 2018]. Нижче наведено результати моделювання локальної Кочерівської ділянки західної частини УЩ, що покладена в основу прогнозування рудопроявів корисних копалин, та розглянуто загалом для УЩ і прилеглих територій аномалії електропровідності сейсмоактивних ділянок.

4.1. Зв'язок аномалій електропровідності з рудопроявами корисних копалин Кочерівської ділянки УЩ

В основу системи критеріїв регіонального прогнозу покладено ідею, що умови і області формування корисних копалин, а також їх мінералогенічна спеціалізація визначаються не тільки глибинною геологічною будовою, хімічним складом і фізичним станом елементів літосфери, але й динамікою земної кори і верхньої мантії. Саме границі глобальних літосферних плит, блоків земної кори і міжблокові системи часто контролюють промислові концентрації корисних копалин. На основі аналізу реконструйованих геодинамічних обстановок в протерозої [Азаров, 2005; Анциферов, 2006, 2008, 2009; Шеремет и др., 2013] і розташування родовищ і рудопроявів корисних копалин у визначених частинах геодинамічних структур УЩ виділено металогенічні зони, зокрема для Кочерівської ділянки (рис. 4.1) [Анциферов, 2009].

На підставі даних геолого-геофізичного моделювання та розміщення корисних копалин у характеристичних областях рифтогенезу в роботі [Шеремет и др., 2013] наведено комплексні геолого-геофізичні критерії рудоносності.

До геоелектричної частини необхідно віднести:

1. Наявність низькоомних аномалій електропровідності як регіональних, так і локальних.
2. Наявність низькоомних геоелектричних глибинних аномалій уздовж протяжних зон розломів.
3. Наявність низькоомних геоелектричних аномалій, приурочених до зон метасоматичного перетворення гірських порід.
4. Зв'язаність низькоомних геоелектричних аномалій з металогенічними рудними вузлами і геохімічними аномаліями.

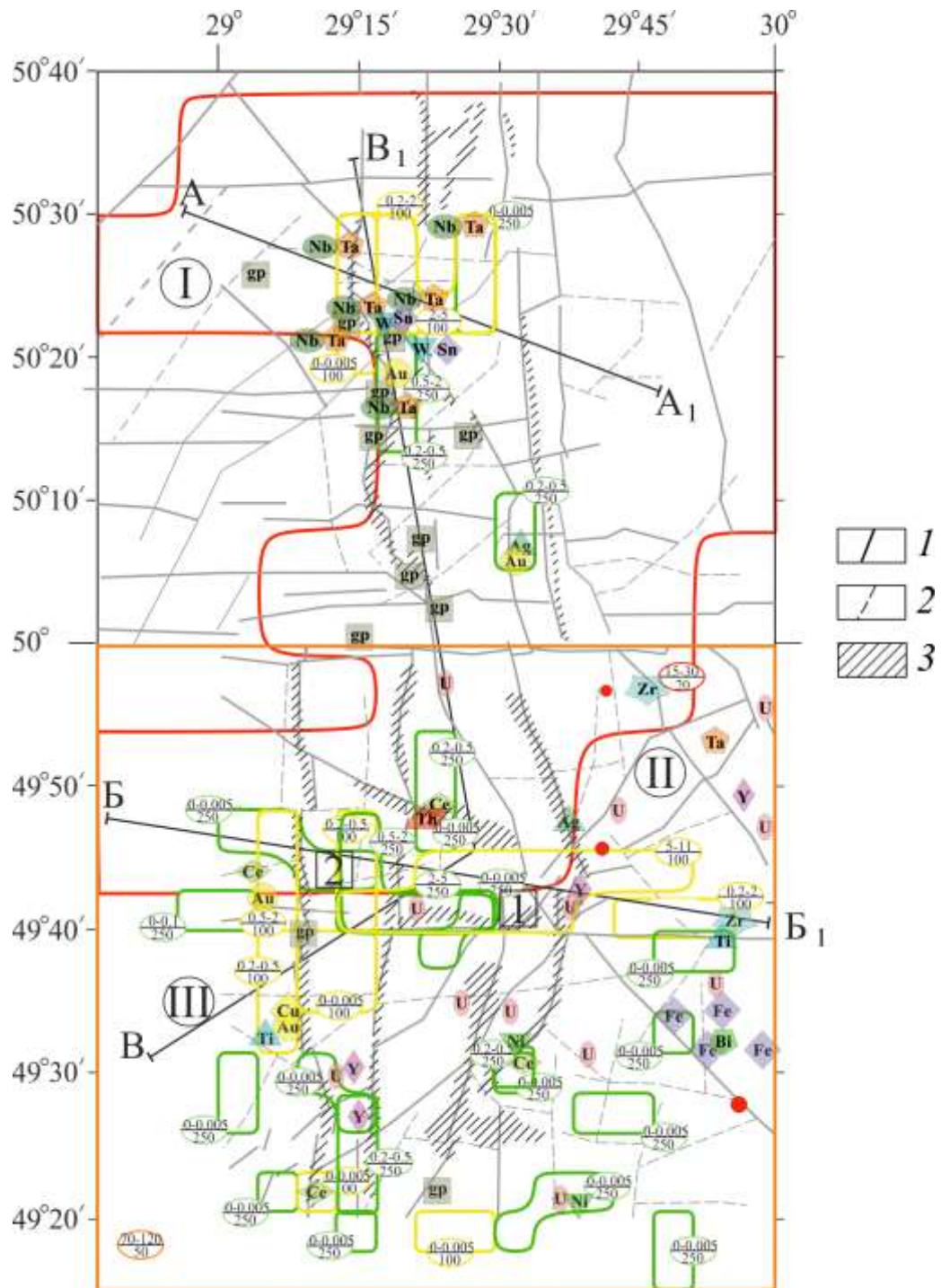


Рис. 4.1. Тектонічна схема Кочерівської ділянки УЩ з винесеними на неї аномаліями низького питомого електричного опору тривимірної геоелектричної моделі земної кори і родовищами та рудопроявами корисних копалин [Державна..., 2003, 2005]. 1 – головні і глибинні розломи; 2 – другорядні розломи; 3 – зони метасоматозу. Корисні копалини: залізо (Fe), титан (Ti), вольфрам (W), мідь (Cu), нікель (Ni), олово (Sn), цирконій (Zr), вісмут (Bi), ніобій (Nb), тантал (Ta), золото (Au), срібло (Ag), церій (Ce), ітрій (Y), уран (U), торій (Th), графіт

(gp). Мегаблоки: I – Волинський; II – Росинський; III – Подільський. Червоні кола – землетруси. Цифри в квадратах – ділянки перспективні для подальшого дослідження.

Інакше кажучи, наявність аномалій високої електропровідності уздовж протяжних зон розломів, що приурочені до зон метасоматозу, та їх відповідність металогенічним рудним та нерудним полям є геоелектричними критеріями для пошуків рудопроявів корисних копалин.

Глибинні розломи в межах Кочерівської ділянки зумовлюють блоковий поділ земної кори і є каналами, якими з мантії транспортуються флюїди, що несуть тепло і рудні компоненти.

За даними [Гошовський, 2003], точки Ti-Zr-рудопроявів і Ta-Nb-зруденіння тяжіють, головним чином, до глибинних розломів: Віленського, Центрального, Погребищенського, Брусилівського, Великоєрчиківського (рис. 4.1). Прояви золоторудної мінералізації приурочені до зон Центрального розлому, поширення радіоактивних металів, до області перетину Немирівської та Центральної ЗР. Усі глибинні розломи характеризуються проявами прирозломного метасоматозу, який виражається проявами кварц-сульфідних жил у вміщуючих породах, утворенням польовошпатових метасоматитів та проявом зон грейзенізації. Ціла низка рудопроявів і точок мінералізації Ta і Nb, Be, Sn і W пов'язана із польовошпатовими метасоматитами, зонами скарнування і грейзенізації, приуроченими до субмеридіональних ЗР: Кочерівської, Брусилівської, Центральної та Віленського розлому. Значна частина рудопроявів Be, Sn і W пов'язана зі скарнами і кварц-польовошпатовими метасоматитами, молібдену – з окварцюванням у комплексі з аномаліями золота, міді, цинку, срібла.

За схемою металогенічного районування території України [Гошовський, 2003] регіон досліджень належить до металогенічної провінції УЩ і охоплює частково Волинську, Дністровсько-Бузьку та Росинсько-Тікицьку субпровінції. У докембрійському фундаменті відомі точки мінералізації і окремі рудопрояви чорних, кольорових та благородних металів (Fe, Ti, Cu, Ni, Co, Zn, Mo, Cr, Pb,

Au), рідкісних елементів (Ta, Nb, W, Sn, Bi, Y, Li, Rb, Cs, Be), радіоактивних елементів (Th, U), прояви керамічного пегматиту, мусковіту, графіту та ін. В осадовому чохла розміщуються розсипні прояви цирконію, титану, золота, рідкісноземельних елементів, керамзитових глин, мергелю. Із магматичними та метасоматичними породами, що їх супроводжують, пов'язані рудопрояви рідкісних металів, молібдену.

На південному сході області відомі Володарське та Північноберезнянське родовища заліза, що пов'язані з покладами залізистих кварцитів володарсько-білоцерківської товщі, Тарасівське родовище титану та цирконію, Північноберезнянське родовище урану (рис. 4.1). Кочерівська ділянка вважається перспективною для розвідки нових рудопроявів і родовищ цілого ряду корисних копалин.

Ділянку з огляду на її рудопрояви можна поділити на дві частини: північну та південну, які розділяє Андрушівська ЗР. Поверхневі аномалії електропровідності північної ділянки з провідністю $\rho = 100 - 250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, можуть бути спричинені зонами, що не враховані у неоднорідному розподілі сумарної поздовжньої провідності. Просторово вони відповідають декільком закартованим рудоносним полям рідкіснометальних пегматитів, а саме: Папірнянському і Городському, які містять ніобій, тантал, берилій, літій, рубідій і церій.

Зона високої електропровідності просторово розташована в межах Кочерівського синклінорю на глибинах від 200 м до 5 км у вигляді великого об'ємного провідника з $\rho = 100 - 250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ відповідає серії рудоносних та прогнозних полів, які розвинені вздовж Віленського розлому: Кочерівському з рудопроявами ніобію, танталу, берилію, літію, рубідію, церію і золота; Красилівському і Віленському рудоносним полям золота та срібла (рис. 4.1, 4.2, 4.4) [Державна ..., 2003]. Також тут розташовані Поташнянське рудне поле з рудопроявами вольфраму і Негребівське рудне поле з проявами міді.

У південній частині ділянки поверхневі аномалії високої електропровідності з $\rho = 100 - 250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ (рис. 4.1, 4.3, 4.4) також можуть бути спричинені зонами, що не враховані у неоднорідному розподілі сумарної поздовжньої провідності. В

більшості випадків вони приурочені до кори вивітрювання над глибинними розломами і знаходяться в межах декількох мінералогенічних зон, таких як: Брусилівська уран-благороднометальна тектоно-метасоматична мінералогенічна зона з Ружинським золоторудним, Макарівським урановорудним полями та Немирівська уран-рідкіснометальна тектон-метасоматичній мінералогенічній зоні з Погребищенським рідкіснометально-рідкісноземельним рудним полем. Також тут розташований Білоцерківський уран-рідкоземельний район (не пов'язаний з тектоно-метасоматичними зонами) з Березнянсько-Володарським урановорудним і залізорудним полем і Тетіївським урановорудним полем [Державна ..., 2005].

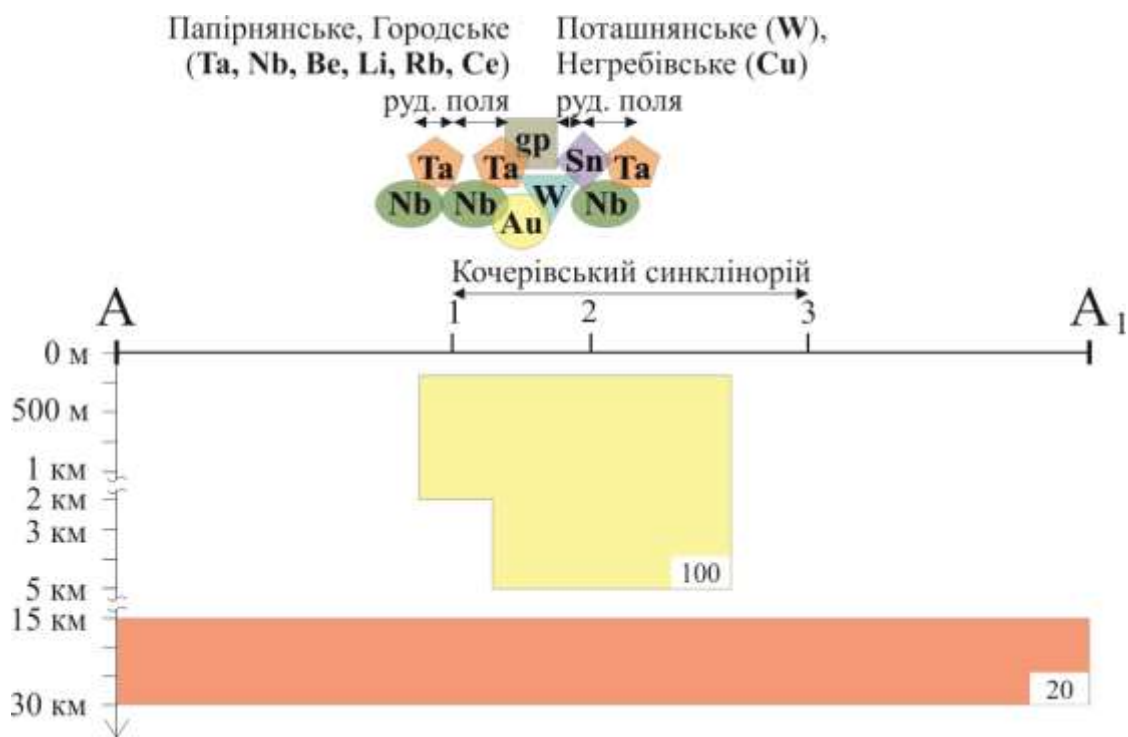


Рис. 4.2. Розріз А–А₁ отриманий за результатами тривимірного моделювання (цифрами на розрізі позначено питомий електричний опір в Ом·м). Корисні копалини: залізо (Fe), титан (Ti), вольфрам (W), мідь (Cu), нікель (Ni), олово (Sn), вісмут (Bi), ніобій (Nb), тантал (Ta), золото (Au), берилій (Be), літій (Li), рубідій (Rb), церій (Ce), ітрій (Y), уран (U), торій (Th), графіт (gp) Розломи: 1 –Віленський, 2 – Кочерівський, 3 – Брусилівський.

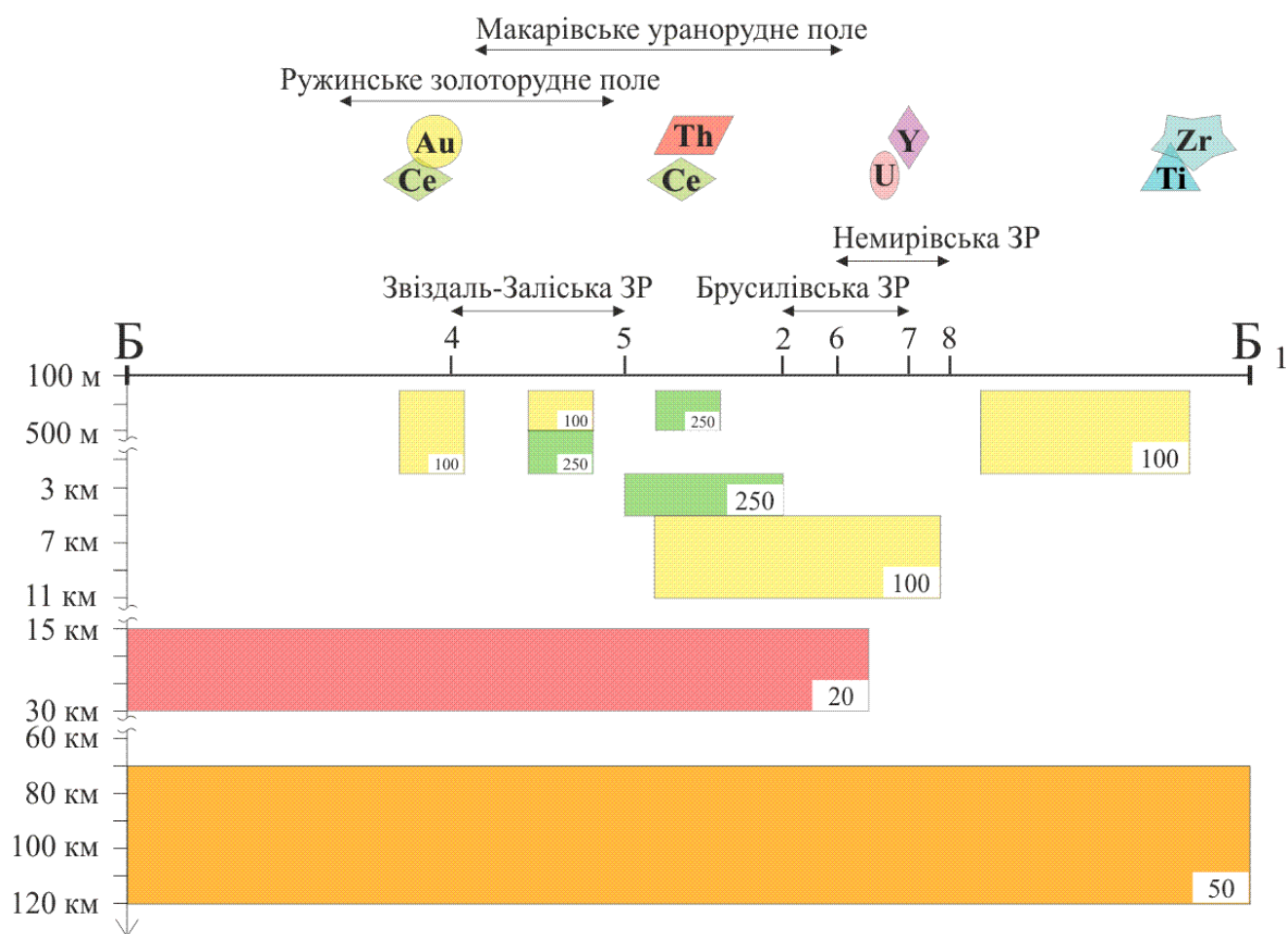


Рис. 4.3. Розріз Б–Б₁ отриманий за результатами тривимірного моделювання. Розломи: 4 – Огіївський, 5 – Погребищенський, 6 – Таборівський, 7 – Великоєрчиківський, 8 – Павлівський. Інші умовні позначення див. на рис. 4.2.

У межах Тетіївського рудного поля в сабарівському комплексі в масивах базит-ультрабазитів поблизу сіл Чепижинці і Тележинці (49° 20' пн. ш. і 29° 37' сх. д) присутні рудопрояви нікелю [Анциферов, 2009]. Прояви нікелю біля с. Тележинці (рис. 4.1) виявлено в корах вивітрювання серпентинізованих та термолітизованих ультрабазитів з вмістом до 0,74 %. Цей масив має розміри 450 м в довжину та площу 220 м².

Також рудопрояви нікелю виявлено біля с. Каленна (49° 30' пн. ш. і 29° 30' сх. д) (рис. 4.1), оконтурено три масиви з корами вивітрювання серпентинітів. В охристих глинах та бурих залізняках виявлено підвищений (промисловий) вміст нікелю до 1,07 %. Рудний пласт із породами, які містять

нікель, має потужність до 8 м. Також тут виявлено присутність кобальту до 0,0039 %.

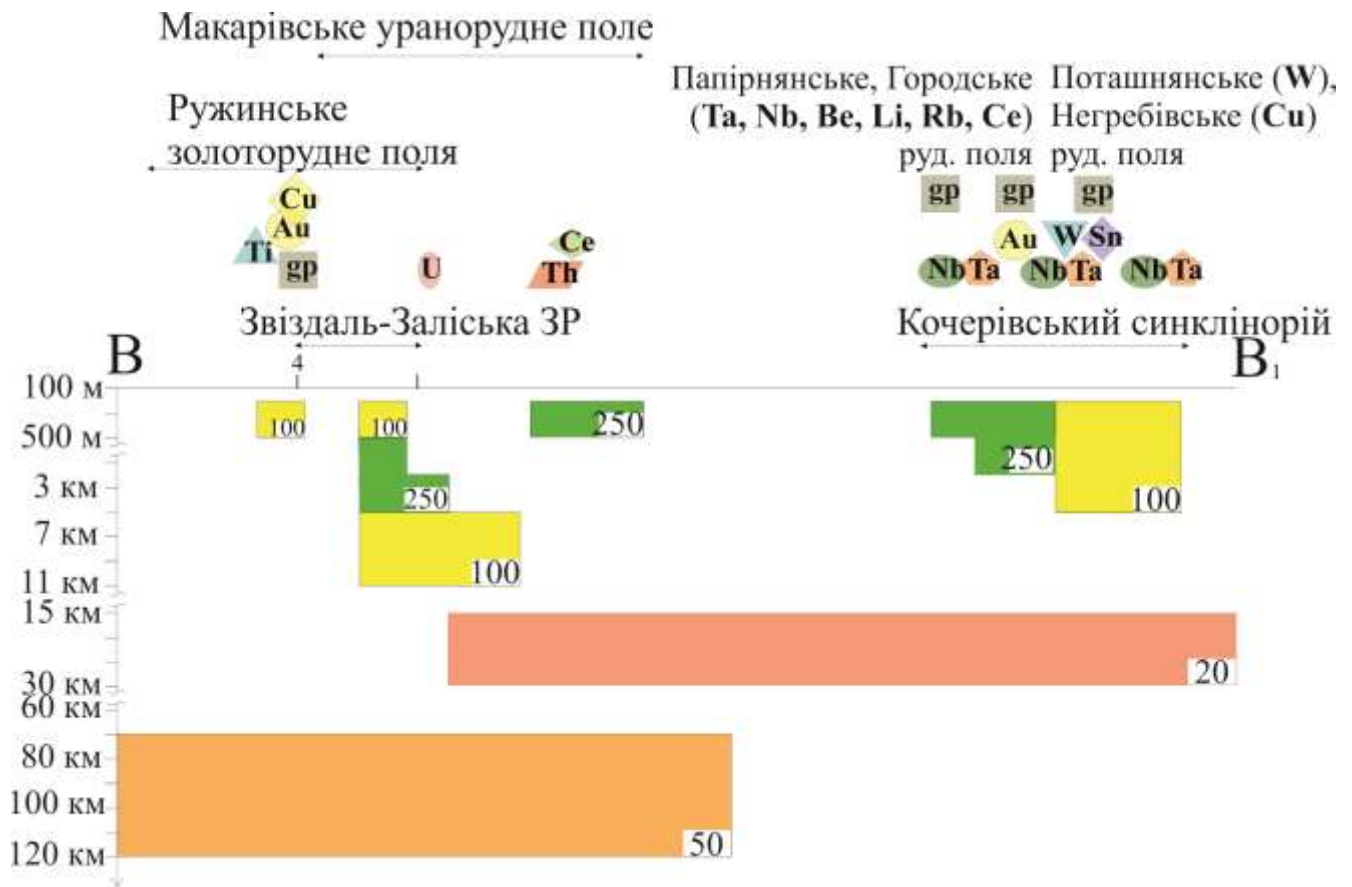


Рис. 4.4. Розріз В–В₁, отриманий за результатами тривимірного моделювання (цифрами на розрізі позначений питомий електричний опір в Ом·м). Умовні позначення див. на рис. 4.3.

У межах Погребищенського рудного поля у районі населеного пункту Погребище присутні прояви мінералу ксенотім (рудопрояви ітрію, 49° 27' пн. ш. і 29° 15' сх. д) (Рис. 4.1) [Анциферов, 2009]. Вони відносяться до кори вивітрювання гранітів уманського комплексу та гранітизованих амфіболіти росинсько-тікицької серії та приурочені до Погребищенського розлому. Вміст ксенотіма від 4 до 60 г/м³, також присутній монацит – 60–720 г/м³.

Також біля міста Погребище трапляються прояви урану, пов'язані з пегматитами уманського комплексу та приурочені до перетину Немирівської ЗР і Погребищенського розлому. Вміст урану в рудних зонах складає від 0,02 до 0,1 %.

Родовища монацитів (рудопрояви церію і торію) розвідані в долинах річок Роставиця та Рось (рис. 4.1, 4.3). Роставицьке в межах Макарівського урановорудного поля розташоване до с. Трубіївка за течією річки і є комплексним родовищем з ділянками рудної концентрації монацитів в корі вивітрювання бердичівських гранітів (з вмістом від 100 до 864 г/м³ та потужністю до 9,5 м) та розсипами монациту в алювії р. Роставиця та в її терасах (з вмістом до 7133 г/м³).

Монацитове родовище в долині р. Рось (між селами Васильківці (рис. 4.1) та Мармуліївка (рис. 4.1)) протяжністю до 40 км також пов'язане з корама вивітрювання бердичівських гранітів та відкладами алювію [Анциферов, 2009], з вмістом до 800 г/м³ для кори вивітрювання та до 2995 г/м³ в пластах алювію.

Родовище урану, що знаходиться північніше с. Берзна (Північноберезнянське родовище) (рис. 4.1), приурочене до порід гідротермального та метасоматичного походження й локалізоване в зонах тріщинуватості. Мінералізація представлена урановою смоляною рудою та урановими чернями. Вміст урану становить до 5,65 %.

Прояви золота виявлено поблизу населеного пункту Ружин. Тут золото міститься в амфіболітизованому, окварцованому, карбонатизованому та сульфідизованому габро в межах Белилівської астроблеми (рис. 4.1, 4.3). Спектральним аналізом було визначено вміст золота 25 г/т. Також виявлено рудні прояви вісмуту (до 0,32 %), срібла (до 1,5 г/т), цинку (0,1%).

Меридіональні провідники $\rho = 100 - 250$ Ом·м на глибинах 200 – 500 м та 500 м – 2 км вздовж Огіївського розлому та паралельні Погребищенському знаходяться в межах Ружинського золоторудного поля. Також тут розташоване Корнинське рудоносне поле прогнозних площ на золото та срібло [Державна ..., 2003]. Вздовж них розвідані як поклади графіту, так і рудопрояви міді, золота, титана.

Рудопрояви міді виявлено в районі с. Ширмівка (рис. 4.1). Пробурені піроксенові кристалосланці потужністю 1,3 м, які залягають на гранітах бердичівського комплексу, представлені халькопіритами, піритами та піротином із вмістом міді 0,23–1 %.

Між селами Огіївка та Зарудинці присутній прояв графітів (рис. 4.1, 4.4) в глиноземистих плагіогнейсах дністровсько-бугської серії. Графіт (вміст більше 3 %) міститься в 12 шарах потужністю від 3 до 36 м (загальна потужність близько 450 м, протяжність 10 км) [Анциферов, 2009].

Вздовж великого широтного провідника, який занурюється із заходу на схід в діапазоні глибин від 500 м до 11 км (між $49^{\circ} 40'$ і $49^{\circ} 45'$ пн. ш. та $29^{\circ} 11'$ і $29^{\circ} 50'$ сх. д.) і має провідність у верхній частині $\rho = 250$, а в нижній 100 Ом·м, практично не простежуються ні родовища, ні рудопрояви корисних копалин. Згідно з [Державна ..., 2005], верхня частина аномалії співпадає з зоною прирозломного метасоматозу Самгородського розлому та входить до складу Макарівського урановорудного поля. Все це і те, що аномалія була виділена в своїй основі за методом МВП, вказує на присутність зруденіння в цій області.

Також згідно геологічних критеріїв пошуку корисних копалин [Шеремет и др., 2013] в межах Кочерівської ділянки виділено декілька перспективних ділянок для подальшого дослідження: 1 – в межах глибинної і приповерхневої аномалії вздовж Самгородського розлому, 2 – поверхневої і приповерхневої в межах Звіздаль-Заліської зони розломів (рис. 4.1).

4.2. Аномалії електропровідності сейсмоактивних регіонів УЩ та прилеглих територій

Було проаналізовано взаємозв'язок між просторовим розташуванням аномалій електропровідності в земній корі і верхній мантії, виявлених за даними квазітривимірної плівкової моделі і 2D моделювання [Белявский и др., 2001], з епіцентрами сейсмічних подій (в тому числі історичних), реалізованих на платформній території України (рис. 4.5).

Глибинні геоелектричні моделі земної кори і верхньої мантії території України [Burakovich et al., 2001] містять області з аномально високими значеннями електропровідності: Коростенську ($H = 15$ км, $S = 500$ См), Гайворон-Добровеличківську ($H = 0,1$ км, $S = 2000$ См), Кіровоградську ($H = 10-25$ км, $S =$

100–20000 См), Приазовську (Н = 1–2 км, S = 2000 См), Волинську (Н = 2,5 км, S = 1000 См), Чернівецько-Коростенську (Н = 15 км, S = 1000 См; Н = 70 км, S = 2000 См), Яворівську (Н = 15 км, S = 1000 См; Н = 70 км, S = 1200 См), Донбаську (Н = 2 км, S = 500–20000 См; Н = 10 км, S = 1000–10000 См), Тарханкутську (Н = 10 км, S = 5000 См; Н = 60 км, S = 5000 См), Керченську (Н = 2 км, S = 2500 См; Н = 5 км, S = 5000 См), Гірського Криму (Н = 2 км, S = 1000 См), Степового Криму (Н = 5 км, S = 5000 См), Добруджську (Н = 15 до S = 5000 См; Н = 70 км, S = 1000 См), Карпатську (Н = 15 км, S = 20000 См; Н = 70 км, S = 6000 См).

Переважає кількість сейсмічних подій на платформній частині України (рис. 4.5) приурочена до її західних регіонів, де зосереджені Чернівецько-Коростенська, Яворівська, Волинська і Коростенська аномалії електропровідності. Чернівецько-Коростенська аномалія характеризується підвищеною провідністю земної кори і верхньої мантії. Більшість епіцентрів землетрусів сконцентрована на південному заході в контурах корової аномалії. За її межами сейсмічні події розташовані в межах просторового розподілу мантійної аномалії високої електропровідності.

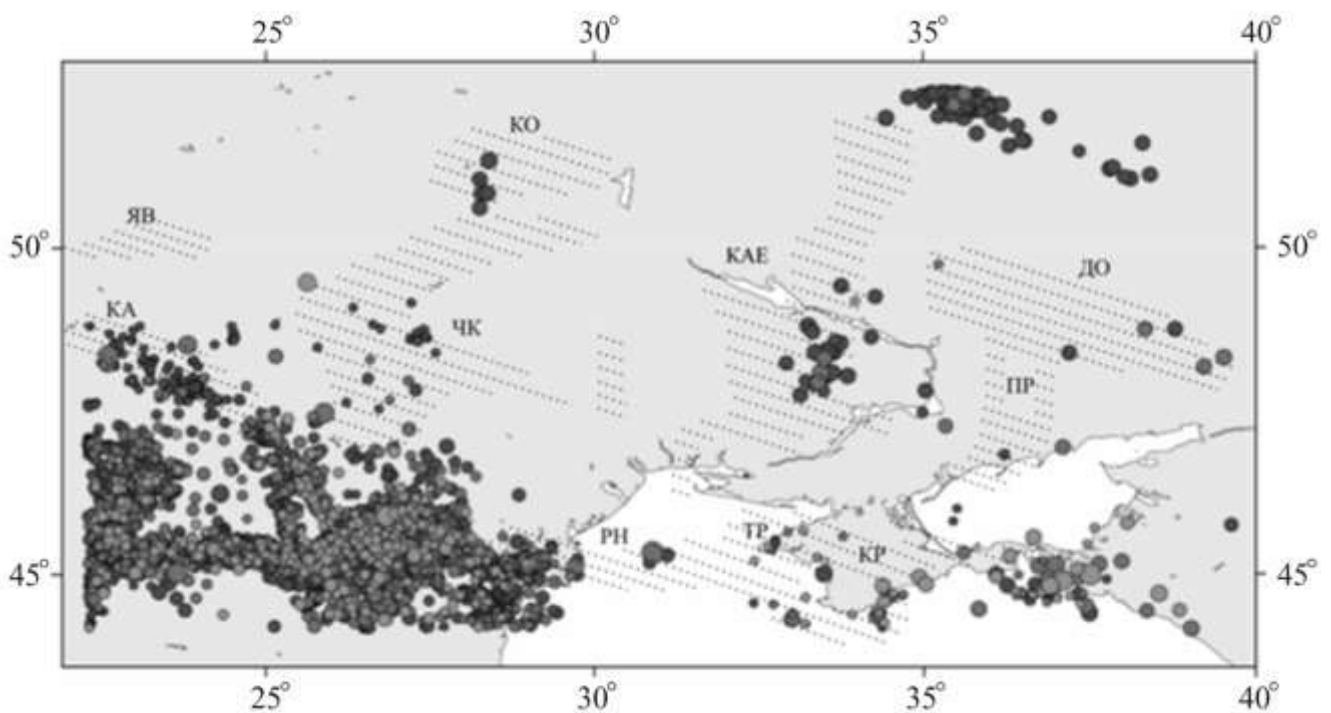


Рис. 4.5. Схема епіцентрів землетрусів і аномалій електропровідності України. Епіцентри землетрусів з $M = 2-4$ вибрані за період з 2008 по 2018 р.

[International Seismological Centre, 2020]. Аномалії електропровідності (косе штрихування): КО – Коростенська; КАЕ – Кіровоградська; ПР – Приазовська; ЧК – Чернівецько-Коростенська; ЯВ – Яворівська; РН – Ренійська; ДО – Донбаська; ТР – Тарханкутська; КР – Кримська (Степового Криму, Гірського Криму і Керченська); КА – Карпатська [Кушнір, Бурахович, 2019].

Яворівська, Волинська і Коростенська аномалії характеризуються низькою кількістю або відсутністю епіцентрів землетрусів, але при цьому вогнища зосереджені в їх контурах.

Центральні і східні мегаблоки УЩ і його північний схил з ДДЗ і Донбасом характеризуються в земній корі аномаліями високої електропровідності: Кіровоградською, Приазовською та Донбаською, з якими пов'язана невелика кількість сейсмічних подій. При цьому наявні епіцентри землетрусів досить добре корелюють з просторовим розташуванням провідників.

З наведеної схеми (рис. 4.5) видно, що на території центральної та східної частин України зареєстровано досить невелику кількість сейсмічних подій. Однак навряд чи це можна використовувати як доказ низької сучасної геодинамічної активності цього району, оскільки недостатня щільність наявної тут мережі сейсмічних станцій не дозволяє реєструвати слабкі локальні землетруси, що відбуваються в цьому регіоні. Тому реальна кількість реалізованих землетрусів східних регіонів невідома.

Прикордонні райони СЄП і її оточення характеризуються Карпатською, Ренійською, Тарханкутською і аномаліями Кримського регіону. Всі вони добре корелюють з вогнищами місцевих землетрусів, які сталися на території південно-західної України. Тарханкутська аномалія до того ж досить непогано відповідає сейсмічним подіям, які відбувалися в акваторії Чорного моря і на території Криму.

Регіональні аномалії високої електропровідності в умовах древніх платформ пов'язані з проявами і характером сейсмічної активності. Землетруси такого роду,

в основному, корелюють із зонами зчленування геологічних структур і активними глибинними тектонічними розломами.

Центральна частина УЩ і його північний схил з ДДЗ відзначаються в земній корі Кіровоградською аномалією електропровідності (КАЕ), з якою пов'язане в останнє десятиліття значне зростання кількості сейсмічних подій [Кушнір и др., 2013, 2016; Кушнір, Бурахович, 2019]. Розширений аналіз схеми епіцентрів землетрусів за даними [International Seismological Centre, 2020] (див. рис. 4.6) за період з 2008 по 2020 р. з $M = 2-4$ наведено у роботі [Кушнір, Бурахович, 2019]. При цьому наявні осередки досить добре корелюють з просторовим розташуванням провідника [Бурахович и др., 2018].

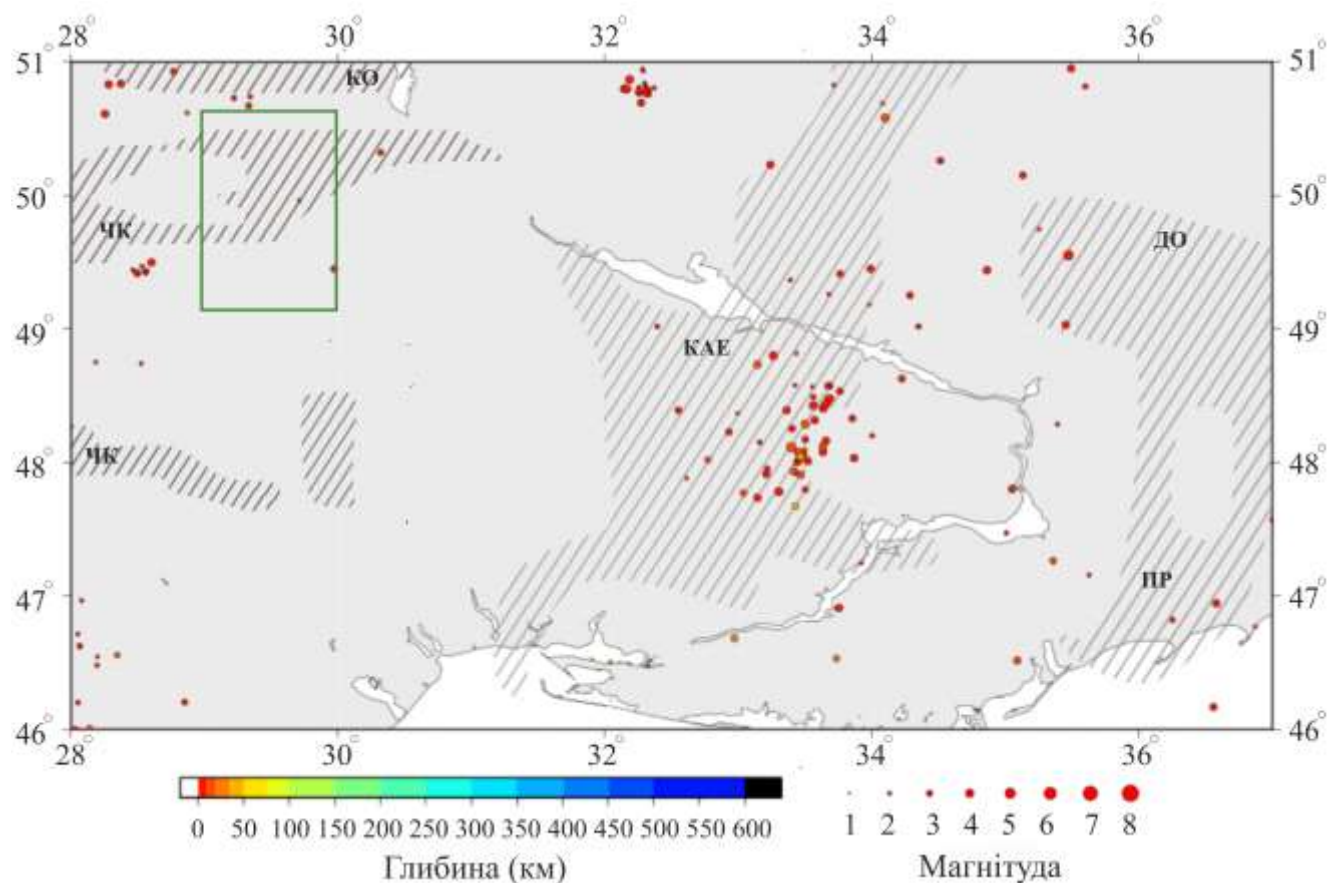


Рис. 4.6. Епіцентри землетрусів з 1964 по 2020 роки [International Seismological Centre, 2020] та регіональні аномалії підвищеної електропровідності (позначені штриховкою). Зелений прямокутник – область моделювання Кочерівської ділянки західної частини УЩ. Регіональні аномалії

електропровідності: ЧК – Чернівецько-Коростенська, КО – Коростенська, КАЕ – Кіровоградська, ПР – Приазовська, ДО – Донбаська.

У межах Кочерівської ділянки західної частини УЩ (рис. 4.6) в різні роки було зареєстровано декілька сейсмічних подій.

Так 24 грудня 1996 року о 16:19 (UTC) відбулась сейсмічна подія з $M - 3,1$ (епіцентр $49^{\circ}27'19''$ N $29^{\circ}56'20''$ E) поблизу с. Торчиця, північніше від м. Володарка, Ставищенського району Київської області. Землетрус просторово приурочений до Варварівського розлому, що може вказувати на його активність. Північніше епіцентру на цьому розломі було виділено поверхневу аномалію електропровідності.

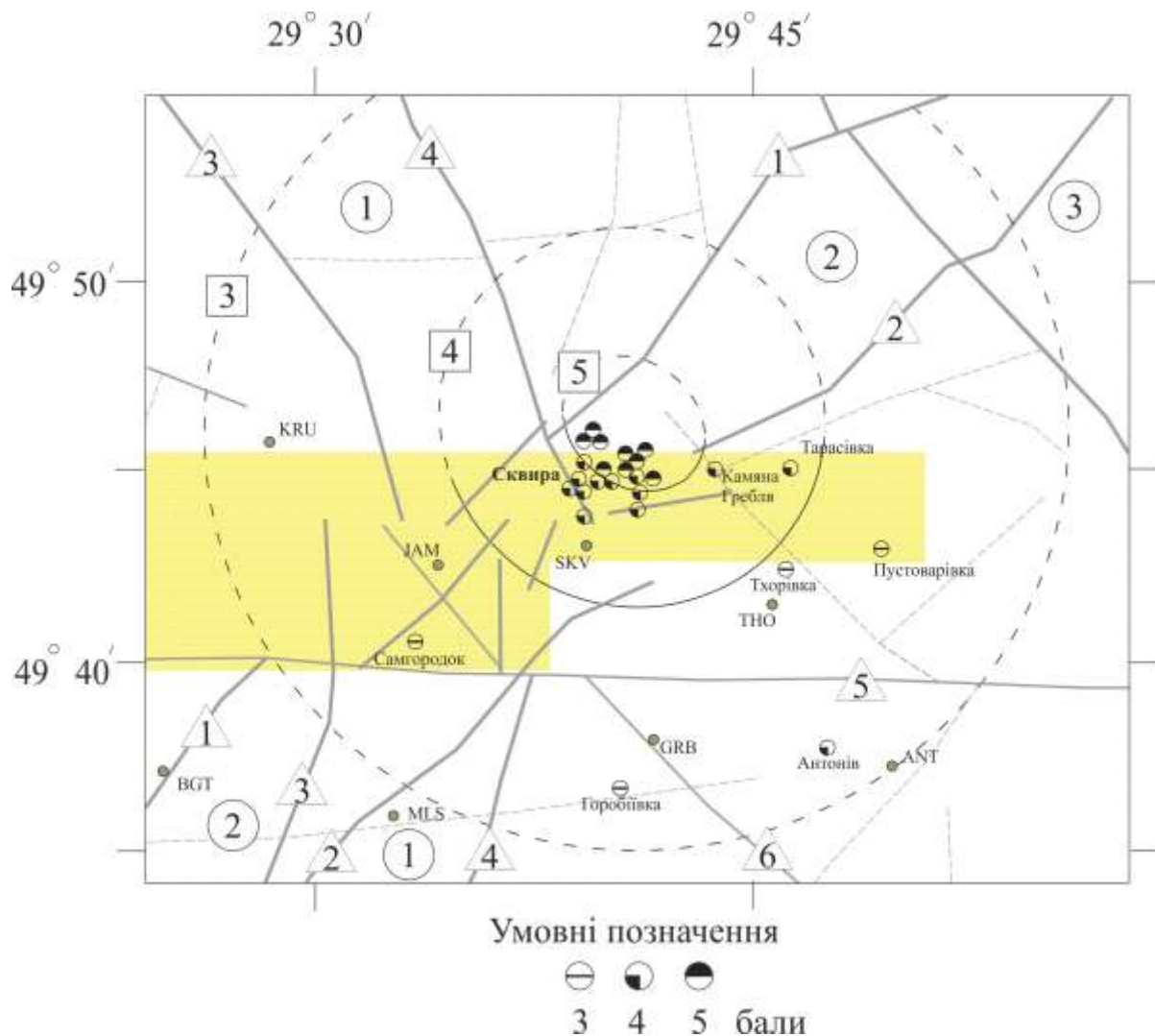


Рис. 4.7. Карта ізосейст та розподілу інтенсивності землетрусу в місті Сквирі, побудована з використанням даних макросейсмічного обстеження (ізосейсти підписані в квадратах). Жовтим кольором на карті виділено аномалію підвищеної електропровідності з $\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, глибиною залягання 5–11 км. Зони розломів (цифри в колах): 1 – Брусилівська, 2 – Немирівська, 3 – Центральна. Глибинні розломи (цифри в трикутниках): 1 – Таборівський, 2 – Павлівський, 3 – Кочерівський, 4 – Великоєрчиківський, 5 – Самгородський, 6 – Варварівський.

27 листопада 2016 року о 15:27 (UTC) сейсмостанція “Сквира” (мережа Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна) зафіксувала сейсмічну подію (рис. 4.7) (сквирський землетрус), яка відчувалась на значній території Сквирського району Київської області. Шляхом аналізу макросейсмічних даних сквирського землетрусу було визначене місце прояву максимальної інтенсивності струшувань (5 балів), яке знаходиться на північних околицях міста Сквирі. При порівнянні цих даних з результатами тривимірного геоелектричного моделювання видно, що зона максимальної інтенсивності струшувань тяжіє до північної крайової границі аномалії підвищеної електропровідності з $\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, глибиною залягання 5–11 км.

Третя сейсмічна подія відбулася 12 вересня 2018 р. о 23:00 (UTC) з епіцентром $49^{\circ}57'36'' \text{ N } 29^{\circ}42'36'' \text{ E}$ поблизу с. Ставище Житомирської області, на глибині 1 км і $M = 2,1$. Епіцентр землетрусу, що просторово знаходиться вище верхньої кромки Чернівецько-Коростенської аномалії електропровідності, тектонічно реалізувався поруч з перетином двох глибинних розломів Унавського і Трушківського, які є частинами Андрушівської і Центральної ЗР відповідно.

У межах платформної частини України сейсмічні події відбуваються вкрай рідко, але це не означає, що вони не відбуваються взагалі [Бурахович и др., 2018]. Стабільні структури УЩ і ДДЗ характеризуються проявленням локальних землетрусів з великим розкидом магнітуди від 2,0 до 5,3. Так, на території УЩ в 2011 і 2013 рр. сталися землетруси ($M = 3,9$ і $4,5$) поблизу м. Кривий Ріг

Дніпропетровської області. Експерти підрахували (з повідомлення д-ра геол. наук, зав. кафедрою геофізики НГУ М. М. Довбніча), що за останні 10 років в Кривому Розі відбулося щонайменше 11 підземних поштовхів з M від 2,5 до 4,6, глибина яких становить від 5 до 15 км.

29 липня 2017 р. в межах м. Кривий Ріг відбулася сейсмічна подія з $M = 4,3$ [Пігулевський та ін., 2017; Кендзера та ін., 2017]. Цей землетрус зафіксовано десятками сейсмічних станцій України, Молдови, Румунії та Росії. На записах переважної більшості станцій присутні чітко виражені вступу P і S хвиль, що свідчить про тектонічний характер сейсмічної події. Перебір різних глибин гіпоцентру землетрусу та використання статистичного аналізу похибок визначення положення осередку дозволили визначити його оптимальну глибину та показали, що їх мінімум перебуває в інтервалі від 3,0 до 3,5 кілометрів. Встановлене таким чином значення глибини землетрусу не збігається з існуючими глибинами розробки залізородних родовищ багатьох. Аналіз розташування координат епіцентрів землетрусу при різних значеннях глибин гіпоцентрів відносно розривних порушень Криворізької структури [Захаров та ін., 2002] демонструє близькість одного з визначених за інструментальними даними положень осередку землетрусу до Саксаганського розлому, при значенні глибини гіпоцентру близько 3 км. Розміщення епіцентру землетрусу в межах Криворізької структури і близькість його гіпоцентру до зони Саксаганського розлому, який контролює положення родовищ багатих залізних руд, дають змогу припустити, що ця розломна структура знаходиться в критичному напружено-деформованому стані, основною причиною якого є розробка родовищ багатих руд на великих глибинах та комплекс інших умов, які порушують рівновагу геологічного середовища. Серед таких умов вирішальними є: перерозподіл мас у надрах і на поверхні Землі – розташування на захід від епіцентру землетрусу значного за розміром і об'ємом накопичених відходів шламсховища Центрального гірничо-збагачувального комбінату, присутність підземних порожнин у полі шахти «Ювілейна»; зміна гідрогеологічних умов, пов'язаних зі зниженням шахтних вод і

формуванням воронки депресії підземних вод у кристалічних породах, а також із впливом зони підтоплення навколо шламосховища.

В якості додаткової інформації до загального тектонічного положення визначених осередків землетрусу 29.07.2017 р. використано результати дослідження розрізу Криворізької надглибокої свердловини СГ-8 [Курлов и др., 2011], які характеризують стан геологічного середовища Криворізького району в цілому. Результати буріння показали наявність у масиві плагіогранітів у інтервалах глибин 3612–3630 м і 3816–3850 м тектонічних зон різноорієнтованих тріщин. Загальна кількість відкритих тріщин тут становить до 40 % від загальної кількості тріщин (5–20 % у інших зонах). Утворення такого типу пов'язують з неотектонічним переміщенням блоків зі складною взаємодією вертикальних і горизонтальних напружень. Визначена глибина осередку понад 3 км потрапляє до інтервалу розущільнення плагіогранітів, що свідчить про можливий зв'язок події з напруженим станом цієї зони.

Сейсмічна активізація тектонічного порушення в межах Криворізької залізорудної структури може бути спричинена комплексом умов, які проявились в процесі техногенезу та пов'язані зі зростанням напруженого стану постійно активної румунської тектонічної зони Вранча. Не виключено, що землетрус спричинила розрядка напруги, яка накопичилась у активних неотектонічних зонах між блоками докембрійського фундаменту.

Підземні поштовхи з магнітудою 3,2 відчувалися в ніч на 19.02.2018 р. в Покровському, Тернівському та Саксаганському районах Кривого Рогу (епіцентр знаходився на глибині 5 кілометрів). Причиною, напевно, були природні тектонічні процеси. На думку геологів, масштабний видобуток залізняку в районі Кривого Рогу може призвести до значних техногенних катастроф, зокрема землетрусів. Однак пояснити дані події техногенною природою важко, бо навіть в межах платформної частини України існують геодинамічні активні зони [Сафронов, 2012; Гордиенко, 2014].

Епіцентр Криворізьких землетрусів як у лютому 2018 р., так і в зареєстрованих раніше, знаходиться на східній околиці Інгулецько-Криворізької

шовної зони (ІКШЗ). Згідно з дослідженнями методом глибинного сейсмічного зондування відомо, що цей район – складнопобудована тектонічна зона, в якій відзначено різке збільшення потужності земної кори (від 38 до 53 км) і поступове занурення всіх відбиваючих сейсмічних горизонтів. До того ж в районі Криворізько-Кременчуцького глибинного розлому зафіксовано збільшення розшарування кори і верхньої мантії. За останні десятиліття відбулися зміни в знаку і швидкості сучасних вертикальних рухів земної кори від + (6–7) до - (3–4) мм/рік, зафіксовані значення теплового потоку перевищують їх середній рівень, характерний для УЩ [Гордиенко, 2014].

У геоелектричному відношенні район знаходиться в межах регіональної КАЕ [Кушнір и др., 2013, 2016]. Вона являє собою структуру в нижній частині земної кори в інтервалі глибин 25–30 км, витягнуту з півдня на північ – північний схід, яка розташована між Криворізько-Кременчуцькою і Західноінгулецькою зонами розломів. Для більшості платформних землетрусів характерна приуроченість до зон розломів активізованих в неоген-четвертинний час [Сафронов, 2012]. Одна з них є Криворізько-Кременчуцька, з якою пов'язана регіональна КАЕ. На півдні вона змінює напрямок на субширотний і проявляється в Інгульському і Середньопридніпровському мегаблоках, а на півночі від УЩ аномалія простежується під відкладами ДДЗ і далі на Воронежському кристалічному масиві.

3 лютого 2015 року о 5:56 UTC біля с. Василівка Лебединського району Сумської області відбувся землетрус з $M = 4,6$ (епіцентр $50,64^\circ N, 34,13^\circ E$), який зареєстрували десятки станцій глобальної сейсмічної мережі в Україні, Румунії, Росії та ін. [Чалий та ін., 2015; Габсатарова и др., 2016]. Сейсмічна подія є верхньокоровою та має глибину вогнища, яка не перевищує 10 км. Така глибина відсікає техногенні причини або тригерні ефекти, та підтверджує тектонічну природу землетрусу.

Згідно з картами загального сейсмічного районування України (ЗСР-2004-Ф, -В та -С) [ДБН ..., 2006], епіцентр землетрусу знаходиться в зоні, де можливі землетруси не можуть викликати сейсмічних подій, які перевищують з

ймовірністю 95 % 5-бальний поріг за шкалою MSK-64 та з ймовірністю 95 % – 6-бальний за найближчі 50 років.

Вивчення макросейсмічних проявів на поверхні Землі показало, що в епіцентральної зоні землетрусу на ґрунтах 2-ї категорії за сейсмічними властивостями спостерігались 6-бальні сейсмічні прояви. Макросейсмічний епіцентр встановлений в координатах 50,49° N, 34,22° E. Сейсмічна подія охопила площу радіусом в 50 км від макросейсмічного епіцентру. Ці дослідження відповідають інтенсивності, вказаній на картах загального сейсмічного районування України [ДБН ..., 2006].

Землетрус стався у вузлі перетину великих тектонічних порушень, які пов'язані з істотними змінами в будові земної кори в області зчленування північно-східного борту ДДЗ з південним схилом Воронезького кристалічного масиву. Крім того, передбачається, що видобуток сланцевого газу і нафти може значно збільшити сейсмічність ДДЗ.

Для вивчення глибинної будови північного і південного бортів ДДЗ [Бурахович и др., 2018] в районі її перетину з КАЕ були проведені нові експериментальні синхронні спостереження низькочастотними електромагнітними методами в широкому діапазоні періодів.

Частотні залежності передавальних операторів МТ/МВ методів, отримані для північного борту Білгородсько-Сумського мегаблока ДДЗ, відповідають провіднику в мантії на глибині близько 50 – 150 км.

Якісний аналіз комплексних типерів на південному борті ДДЗ уздовж профілю Несено-Іржавець – Абрамовка [Kushnir et al., 2018] відображає: 1) присутність на $T < 1000$ с поверхневого провідника, витягнутого з північного заходу на південний схід, який пояснюється великою електропровідністю осадової товщі ДДЗ; 2) наявність на $T > 1000$ с (між пунктами, що розташовані по різні боки від ІКШЗ) аномалії електропровідності на глибинних горизонтах, яка відповідає КАЕ. Первинна інтерпретація кривих магнітотелуричного зондування в цій частині профілю свідчить про наявність явно вираженої аномалії електропровідності з верхньою кромкою на глибинах 20–30 км. Тут же за геолого-

геофізичними даними виявлено наявність коромантійної суміші потужністю 2–5 км, роздробленість і розущільнення в кристалічному фундаменті і консолідованій корі на глибинах 20–30 км, що зумовлено великим вузлом перетину зон розломів різної орієнтації в просторі.

За даними сейсмотомографії неоднорідний розподіл Р-хвиль [Гейко и др., 2005], а саме: їх зменшення в інтервалі глибин від 50 до 150 км, характерне для об'єкта ізометричної форми з центром 50° N і 33° E. Проведені раніше розрахунки електропровідності у верхній мантії регіональної КАЕ в цьому районі припустили існування в астеносфері провідника з $\rho = 20$ Ом·м.

Однією зі структур УЩ, до якої прив'язане просторове розташування графітоносних областей в породах фундаменту [Яценко, 1998], є КК. У роботі [Кушнір и др., 2013] сформульовано уявлення про флюїдно-графітову природу КАЕ.

На основі оцінки сейсмічного потенціалу СЕП з використанням комплексної типізації Землі [Рейснер, Йогансон, 1999] було встановлено, що ДДЗ виділяється, як одна з сейсмонебезпечних зон. Для неї характерна широка смуга північно-західного простягання, в якій прогнозується діапазон магнітуд $M_{\max} = 3,0-7,3$. Найбільш напружена сейсмічна ситуація пов'язана з південно-східною частиною западини, де виявлена Донбаська аномалія електропровідності [Бурахович, Кулик, 2000]. До неї тяжіють осередки новодар'ївського ($I = 6$), калинівського ($I = 5$) і ровеньківського ($I = 4-5$) землетрусів [Вольфман, 2009]. Останній приурочений до однойменного тектонічному розлому. В межах ДДЗ також є дані по чотирьом тектонічним землетрусам. Найсильніший з них мав магнітуду $M = 3,5$, $I = 5-6$ балів, $H = 6$ км.

Донбаська аномалія електропровідності на глибинах від 2 км розміщується в земній корі Донецького басейну, а від 10 км простягається вздовж ДДЗ далеко за його межі до м. Полтава [Бурахович, Кулик, 2000] і являє собою чергування слабо ($1\ 000$ См) і сильно ($10\ 000$ См) електропровідних витягнутих структур.

Провідник з питомим електричним опором від 0,5 до 100 Ом·м з верхньою кромкою на глибині 2 км в надрах Донбасу важко пояснити тільки присутністю

мінералізованих вод. У досліджуваному районі мали місце суттєві метаморфічні процеси по всій потужності земної кори, що проявилися у вуглефікації і підвищенні зольності вугілля. Також процес метаморфізації міг спричинити утворення графіту різного генезису, а також утворення порово-тріщинних масивів у результаті дегазації гірських порід. Збільшення вологості призводить до зменшення питомого електричного опору і цей електропровідний шар може мати комбіновану флюїдно-графітову природу. Наявність води на таких глибинах цілком можлива [Лукин, 1997].

У земній корі на глибині понад 10 км з питомим електричним опором 1–100 Ом·м мінералізований флюїд зволожує електронпровідні включення порід чорносланцевої товщі рифею [Лукин, 1997] і створює наскрізну зв'язаність, що виникла в результаті дегідратації порід мантиї [Гордиенко, 2014]. Поширення провідного шару в межах ДДЗ і Донбасу якісно корелює з відбиваючим горизонтом в інтервалі глибин від 10 до 20 км, який характеризується чітко вираженою анізотропією швидкостей (6,0–5,8 км/с) [Левенштейн и др., 1971].

Таким чином, в області аномалії електропровідності ДДЗ і Донбасу графіт, що міститься у первинних осадових відкладах і, можливо, утворений в результаті метаморфізму керогена, а також флюїди, що заповнюють порово-тріщинний простір, є джерелами зниженого опору всередині земної кори і сприяють звільненню накопиченої сейсмічної енергії у вигляді зареєстрованих землетрусів.

Одним з механізмів, що пояснюють підвищену електропровідність, є графіт і флюїди тріщиннопорового простору. Наявність флюїду може послаблювати гірські породи, а наявність графіту так само може виступати в якості змащуючого матеріалу на поверхні твердих фаз. Є точка зору, що області підвищеної сейсмічності корелюють із зонами поширення графітизованих утворень [Glover, Adam, 2008]. Розшарування кори може пояснюватися її диференціальною реакцією на тектонічні сили напруги, які виявляються у вигляді землетрусів з вогнищами на глибинах 8–35 км. «В областях геотермальної активності максимум поглинання і сейсмічної активності потрапляє в інтервал глибин 12–20 км. Цей ефект пов'язаний з підвищеною тріщинуватістю і наявністю вод» [Николаевский,

1996]. Таким чином, під дією природних тектонічних напружень та дедалі більшого антропогенного навантаження в якості одного зі спускових механізмів може виступати зниження порога міцності геологічного середовища в зв'язку з присутністю графітованих масивів гірських порід і флюїдів різноманітного походження.

З'ясування природи аномалій електропровідності є дуже складною і неоднозначною задачею. Крім припущень про комбіновану флюїдно-електронну провідність Кіровоградської та Донбаської аномалій [Кушнір и др., 2013], існують уявлення, в яких розглядається теплова природа цих аномалій, коли глибинні корові провідники безпосередньо пов'язуються із зонами сучасної активізації регіону [Гордиенко, 2014] і геодинамічно активними областями. Незважаючи на відмінності уявлень про механізм електропровідності, залишається очевидним, що в деформаційні процеси залучені великі маси середовища – від верхньої мантії до верхньої кори. На користь такої сейсмотектонічної ситуації вказують прояви високої електропровідності на різних структурних поверхах.

4.3. Висновки до розділу 4

Аномалії електропровідності земної кори Кочерівської ділянки УЩ здебільшого проявляються у глибинних розломах. Підвищеною електропровідністю характеризуються Кочерівський синклінорій (глибина 200 м – 5 км, $\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), Самгородський розлом (200 м – 11 км, $\rho = 250 - 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), Чернівецько-Коростенська аномалія 15 – 30 км, $\rho = 20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ і астеносфера 70 – 120 км з $\rho = 50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Виділені при тривимірному моделюванні аномалії тяжіють до зон поширення метасоматитів і метасоматично змінених порід, які є перспективними на ендегенне зруденіння. У Волинському мегаблоці це скарни; в Кочерівському синклінорії – грейзени і зони епідотизації, окварцювання; в Звіздаль-Заліській ЗР – зони окварцювання і мікроклінізації; в Брусилівській ЗР – зони хлоритизації,

мікроклінізації, епідотизації і гідротермально змінених порід; у Росинському мегаблоці – зони мусковітизації, епідотизації і окварцювання.

Кочерівська ділянка є перспективною на низку корисних копалин: у північній частині, в межах Волинського мегаблока – на золото, срібло, вольфрам, нікель, кобальт, мідь, графіт, у південній частині, в межах Подільського та Росинського мегаблоків – залізо, титан, нікель, цирконій, уран, ітрію. Більша частина аномалій електропровідності приурочена до видовжених зон метасоматозу і районів поширення графітізованих порід, частина поверхневих аномалій – до областей кори вивітрювання гірських порід. Більшість цих аномалій тяжіють до таких рудопроявів і родовищ корисних копалин: Володарське і Північноберезнянське родовища заліза, Тарасівське родовище титану і цирконію, Північноберезнянське родовище урану; рудоносних полів: Папірнянське і Городське (ніобій, тантал, берилій, літій, рубідій, церій), Корнинське, Красилівське і Віленське (золото, срібло), Кочерівське (ніобій, тантал, берилій, літій, рубідій, церій, золото), Поташнянське (вольфрам), Негребівське (мідь), Ружинське золоторудне, Макарівське урановорудне, Погребищенське рідкіснометально-рідкісноземельне, Тетіївське урановорудне.

Вогнища землетрусів, як і аномалії високої електропровідності переважно корелюють з активними глибинними тектонічними розломами і зонами зчленування різновікових геологічних структур. Яскравим прикладом такої ситуації є прояви сейсмічної активності в області Чернівецько-Коростенської, Кіровоградської та Донбаської аномалій електропровідності.

Прояви сейсмічності безпосередньо в межах Кочерівської ділянки вказують на активну тектонічну діяльність окремих розломів (Варварівського) і показують на рівні невеликих ділянок тяжіння землетрусів до крайових границь як регіональних, так і локальних аномалій електропровідності.

Узагальнюючою характеристикою осередків землетрусів району є їх приуроченість до крайових границь корової частини низькоомних аномалій електропровідності. Механізм електропровідності пояснюється заповненням

порово-тріщинного простору флюїдами, які є джерелом зниженого опору всередині земної кори і сприяють звільненню накопиченої сейсмічної енергії.

Перелік використаних джерел до розділу 4.

Анциферов, А. В. (Ред.) (2009). Геолого-геофизическая модель Немировско-Кочеровской шовной зоны Украинского щита. Донецк: Вебер.

Анциферов, А. В. (Ред.) (2006). Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчуцкой шовно зоны Украинского щита. Киев: Наукова думка.

Анциферов, А. В. (Ред.) (2008). Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита. Донецк: Вебер.

Азаров, Н. Я. (Ред.) (2005). Геолого-геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны Украинского щита. Киев: Наукова думка.

Белявский, В. В., Бобров, А. Б., Гошовский, С. В., Чуприна, И. С., Шумлянский, В. А. (2004). Геоэлектрические модели золоторудных месторождений Украинского щита и Донбасса. Киев: Логос.

Белявский, В. В., Бурахович, Т. К., Кулик, С. Н., Сухой, В. В. (2001). Электромагнитные методы при изучении Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Знання.

Бурахович, Т. К., Кушнир, А. Н. (2018). Голованевская шовная зона (глубинная геоэлектрическая модель и полезные ископаемые). Saarbruken: LAP LAMBERT Academic Publishing.

Бурахович, Т. К., Ильенко, В. А. Кушнир, А. Н. (2018). Проявления сейсмичности в области Кировоградской аномалии электропроводности. *Международная научно-практическая конференция «Теория и практика разведочной и промышленной геофизики»*. Сборник научных трудов. В: В. И. Костицын (Ред) (сс. 68-73). Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т.

Бурахович, Т. К., Ганієв, О. З., Ширков, Б. І. (2015а). Моделювання глибинної будови Голованівської шовної зони за даними геоелектрики. *Вісник Київського університету. Геологія*, (2), 48–54.

Бурахович, Т. К., Николаев, И. Ю., Шеремет, Е. М., Ширков, Б. И. (2015б). Геоэлектрические аномалии Украинского щита и их связь с рудопроявлениями полезных ископаемых. *Геофиз. журн.*, (6), 42–63.

Бурахович, Т. К., Ширков, Б. І. (2015). Глубинные геоэлектрические исследования Голованевской шовной зоны. *Геоинформатика*, (1), 61–69.

Бурахович, Т. К., Кулик, С. Н. (2000). Модель электропроводности земной коры Украины. *Физика Земли*, (10), 48–56.

Бурахович, Т. К., Кушнир, А. Н., Ильенко, В. А. (2018). Геоэлектрические исследования нефтегазоносного района южного борта центральной части Днепровско-Донецкой впадины. *Геофиз. журн.*, 40(5), 172–190.

Варенцов, И. М. (2013). Возможности МТ/МВ методов в рудных приложениях: выявление проводящих залежей вблизи проводящих слоев вмещающей среды. *М-лы VI Всероссийской школы-семинара им. М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по ЭМ зондированиям Земли – ЭМЗ-2013*. Новосибирск: ИНГГ СО РАН.

Варенцов, И. М., Куликов, В. А., Яковлев, А. Г., Яковлев, Д. В. (2013). Возможности методов магнитотеллурики в задачах рудной геофизики. *Физика Земли*, (3), 9–29.

Вольфман, Ю. М., Скляр, А. М., Королев, В. А., Князева, В. С. (2009). К проблеме оценки сейсмической опасности территории Днепро-Донецкого промышленного региона. В: А. В. Анциферова (Ред.) *Наукові праці УКРНДМІ НАН України*. 5. Донецьк: УкрНДМІ НАН України.

Габсатарова, И. П., Бабкова, Е. А., Надежка, Л. И., Пивоваров, С., Семенов, А. Е., Кендзера, А. В., Пигулевский, П. И. Щербина, С. В., Чалый, О. О., Ильенко, В. А. (2016). Землетрясение 3 февраля 2015 г. на границе Полтавской и Сумской областей Украины по макросейсмическим и инструментальным данным. *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология*, (1), 115–123.

Гейко, В. С., Цветкова, Т. А., Шумлянская, Л. А. (2005). Трехмерная скоростная модель верхней мантии Сарматии (юго-запад). *Геофиз. журн.*, 27(6), 927–939.

Гордиенко, В. В. (2014). Глубинные процессы и сейсмичность. *Геофиз. журн.*, 36(1), 19–42.

Гошовський, С. В. (Ред.) (2003). Комплексна металогенічна карта України масштабу 1 : 500 000 та пояснювальна записка до неї. Київ: УкрДГРІ.

ДБН В. 1.1-12:2006. Захист від небезпечних геологічних процесів, шкідливих експлуатаційних впливів, від пожежі. Будівництво в сейсмічних районах України (2006). Київ: Мінрегіонбуд України, «Укрархбудінформ».

Державна геологічна карта України масштабу 1:200000 аркуша М-35-ХVIII (Фастів) (2003). Київ: Геоінформ України.

Державна геологічна карта України масштабу 1:200000 аркуша М-35-ХХIV (Сквира) (2005). Київ: Геоінформ України.

Захаров, В. В., Мартинюк, А. В., Токар, Ю. Н. (2002). Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200000. Аркуші: М-36-ХХХIV (Жовті Води), L-36-IV (Кривий Ріг), Пояснювальна записка. Київ, Геоінформ.

Кендзера, А. В., Ильенко, В. А., Калениченко, О. А., Пигулевский, П. И., Щербина, С. В., Бридкий, А. И., Белов, И. Д., Рыбалко, Б. И. (2017). Результаты опроса жителей г. Кривой Рог по ощущаемости интенсивности землетрясения 29 августа 2017 года. *Четверта міжнародна науково-технічна конференція «Сучасні технології розробки рудних родовищ. Еколого-економічні наслідки діяльності підприємств ГМК»*. м. Кривий Ріг.

Курлов, Н. С., Шеремет, Е. М., Козарь, Н. А., Гурский, Д. С., Гейченко, М. В., Щербак, Н. П., Старостенко, В. И., Зарицкий, А. И. и др. (2011). Криворожская сверхглубокая скважина СГ-8. Донецк: Ноулидж.

Кушнир, А. Н., Кулик, С. Н., Бурахович, Т. К. (2013). Сейсмичность платформенных регионов Украины в областях аномалий электропроводности. *Физика Земли*, (3), 1–10.

Кушнір, А. Н., Бурахович, Т. К., Ширков, Б. И. (2016). Аномалии электропроводности сейсмоактивных регионов юга Восточно-Европейской платформы на территории Украины. Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов (с. 231–235). Воронеж: Научная книга. http://www.science.vsu.ru/files/conf_691_2.pdf.

Кушнір, А. М., Бурахович, Т. К., Ільєнко, В. А., Ширков, Б. І., Ніколаєв, І. Ю. (2018). Глибинні геоелектричні дослідження Троянківського та Тарасівського метабазитових масивів Голованівської шовної зони. *Геофіз. журн.*, 41(6), 56–72.

Кушнір, А. Н., Бурахович, Т. К. (2019). Электропроводность сейсмоактивных регионов Украины. LAP LAMBERT Academic Publishing. (електронне видання).

Куликов, В. А., Варенцов, И. М., Яковлев, А. Г. (2011). Роль МТ методов при поиске и разведке месторождений рудных полезных ископаемых. *Материалы V Всероссийской школы-семинара им. М. Н. Бердичевского и Л. Л. Ваньяна по ЭМ зондированиям Земли. 2* (с. 286–289). Санкт-Петербург: СПбГУ.

Левенштейн, М. Л., Павленкова, Н. И., Баранова, Е. П. (1971). Особенности строения фундамента наиболее погруженной части Днепровско-Донецкой впадины. *Геологич. журн.*, 31(2), 77–82.

Лукин, А. Е. (1997). Литогеодинимические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах. Киев: Наукова думка.

Николаевский, В. Н. (1996). Геомеханика и геофлюидодинамика. М.: Недра.

Николаєв, І. Ю., Бурахович, Т. К., Шеремет, Е. М. (2013). Объемная геоэлектрическая модель Кировоградского рудного района центральной части Украинского щита. *Геофіз. журн.*, 35(4), 127–139.

Пігулевський, П. Г., Кендзера, О. В., Шербіна, С. В., Вербицький, С. Т., Шумлянська, Л. А., Калініченко, О. О., Гурова, І. Ю., Ільєнко, В. А., Амашукелі, Т. А., Чалий, О. О. (2017). Природа криворізького землетрусу 29 липня 2017 року.

Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету, 37(1) 92–104.

Рейснер, Г. И., Иогансон, Л. И. (1999). Региональный прогноз потенциальной сейсмичности и нефтегазоносности. *Бюлл. МОИП. отд. геол. Москва*, 74(3), 3–13.

Сафронов, О. Н. (2012). Геодинамически активные зоны и перспективы уточнения сейсмического районирования территории Украины. *Геодинаміка*, 12(1), 152–157.

Старостенко, В. И., Гинтова, О. Б. (Ред.) (2013). Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. Киев: Прастьє луди.

Чалий, О. О., Ільєнко, В. А., Щербіна, С. В. (2015). Макросейсмічні прояви землетрусу 03.02.2015 на межі Полтавської і Сумської областей. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*, (3), 49–54.

Шеремет, Е. М., Кривдик, С. Г., Бурахович, Т. К. (2013). Критерии поисков руды в областях субдукции Украинского щита. ISBN 978-3-8383-7600-4 электр. версия. pdf (50086443). Saarbruken: LAP LAMBERT Academic Publishing.

Шеремет, Е. М., Кривдик, С. Г., Пигулевский, П. І., Кулик, С. Н., Бурахович, Т. К., Загнитко, В. Н., ... Алехин, В. И. (2010). Субщелочной докембрийский магматизм и тектоно-геофизические особенности Восточного Приазовья Украинского щита. Донецк: Ноулідж.

Ширков, Б. И., Бурахович, Т. К., Кушнир, А. Н. (2017). Трехмерная геоэлектрическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофиз. журн.*, (1), 41–58.

Ширков, Б. І, Бурахович, Т. К. (2017). Електромагнітні методи при прогнозуванні рудопроявів корисних копалин. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*, (4), 40–45.

Яценко, В. Г. (1998). Закономерности пространственного расположения проявлений графита на УЩ. Аспекты металлогении Украины (сс. 254–270). Киев: ГНЦ радиогеохим. окруж. среды НАН и МЧС Украины.

Burakhovich, T. K., Kulik, S. N., Khazan, Ya. M. (2001). Electrical conductivity anomalies in the crust and upper mantle of Ukraine. *Acta Geoph. Polonica*, 50(4), 547–565.

Glover W. J., Adam A. (2008). Correlation between crustal high conductivity zones and seismic activity and the role of carbon during shear deformation. *Journal of Geophysical Research*, 113, 1–8. doi: 10.1029/2008JB005804.

International Seismological Centre. Bulletin (2020). www.isc.ac.uk

Kushnir, A., Burakhovych, T., Ilyenko, V., Shyrkov B. (2020). Geoelectrical heterogeneities of the crust and upper mantle of the territory of Ukraine. *XIX th International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects»*. Kyiv.

Kushnir, A. M., Ilyenko, V. A., Dzhaoshvili, V. B. (2018a). Electromagnetic studies of the central part of the southern Dnieper-Donets Basin slope. *XVII th International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects»*. Kyiv. (Scopus).

ВИСНОВКИ

У дисертаційній роботі представлено нові результати глибинної геоелектричної будови Кочерівської ділянки західної частини УЩ, вивчено зв'язки між аномаліями електропровідності Кочерівського синклінорію, Звіздаль-Заліської, Брусилівської, Немирівської зон розломів з їх структурними, металогенічними та геодинамічними особливостями.

Найбільш значущими є наступні результати роботи.

1. Отримано нові експериментальні дані методами МТЗ і МВП за допомогою сучасного обладнання з використанням передових технологій спостережень у межах Кочерівської ділянки західної частини УЩ на семи профілях (довжиною від 21 до 67 км з кроком між пунктами вимірів 5–7 км), які

перетинають Кочерівську ділянку в субширотному напрямку: Радомишль – Фастів, Корнинський, Ружин – Сквиря, Белилівка – Антонів, Ширмівка – Логвин, Ординці – Лобачів, Зозів – Стрижавка. Загалом отримано 49 рядових вимірів синхронно з базовими пунктами спостереження: для пр. Корнинський в с. Рудка, для решти профілів в с. Рогізна. Обробку виконано за допомогою програмного комплексу PRC-MTMV. Здійснювалося оцінювання двох локальних передаточних операторів – імпедансу та типера, які побудовано у вигляді амплітудних та фазових кривих позірною питомого опору для широкого діапазону періодів, комплексних індукційних параметрів, профільних графіків та псевдорозрізів найінформативніших компонент функцій відгуку.

2. Уперше побудовано детальну тривимірну геоелектричну модель Кочерівської ділянки західної частини УЩ. Показано що аномалії електропровідності земної кори Кочерівської ділянки переважно проявляються вздовж глибинних розломів і Кочерівського синклінорію. У земній корі на різних глибинах було виділено серію різнонаправлених аномалій високої електропровідності з ρ від 100 до 250 Ом·м, які відповідають тектонічним структурам району моделювання:

- в границях Кочерівської моделі підібрано з поверхні велику кількість різноорієнтованих у просторі провідників з ρ – 100–250 Ом·м, в більшості випадків вони знаходяться над тектонічними розломами. Такий розподіл мережі локальних приповерхневих провідників можна пояснити не лише приуроченістю до зон прояву дезінтегрованих метасоматично змінених порід навколо розломів, також такі аномалії можуть бути спричинені зонами, що не враховані у неоднорідному розподілі сумарної поздовжньої провідності;

- північна частина планшету на глибинах від 0,2 до 5 км характеризується потужним провідником, який просторово відповідає Кочерівському синклінорію – шириною 20 км та довжиною 15 км з $\rho = 100$ Ом·м;

- на глибинах 0,2 – 0,5 та 0,2 – 2 км виділено серію видовжених у більшості випадків в субмеридіональному напрямку провідників, з ρ – 100 і 250 Ом·м, які відповідають основним глибинним тектонічним порушенням регіону:

Віленському, Огіївському, Погребищенському, Великоерчиківському і Самгородському;

- на глибині від 0,5 до 11 км у вузлі перетину різнонаправлених (Самгородського, Огіївського, Погребищенського, Кочерівського, Великоерчиківського та ін.) розломів проявився провідник субширотного простягання, який із заходу на схід змінює ρ від 250 у верхній частині, до 100 Ом·м – у нижній;

- підтверджено на глибинах від 15 до 30 км регіональну Чернівецько-Коростенську аномалію електропровідності з $\rho = 20$ Ом·м;

- на глибині 70 – 120 км підтверджено наявність астеносфери з $\rho = 50$ Ом·м;

- закладена в моделі область з аномально високим опором до $\rho = 5000$ Ом·м відповідає кристалічним породам Волинського мегаблока.

3. Вивчено зв'язки між електропровідністю та структурними особливостями Звіздаль-Заліської, Брусилівської, Немирівської ЗР і Кочерівського синклінорія. Більшість виділених провідників при тривимірному геоелектричному моделюванні проявляються мозаїчно вздовж протяжних ЗР та утворюють перемежовані ланцюжки високого та низького опору. Однією з таких структур є Звіздаль-Заліська ЗР Росинського мегаблока, яка проявляється добре провідними Огіївським і Погребищенським розломами субмеридіонального простягання з $\rho = 100$ Ом·м, з глибиною залягання 0,2 – 2 км і довжиною 30 і 15 км відповідно.

На відміну від ЗР, Кочерівській синклінорій виділяється складним провідником ($50^{\circ} 30'$ і $50^{\circ} 25'$ пн. ш. та між $29^{\circ} 15'$ і $29^{\circ} 30'$ сх. д) з $\rho = 100$ Ом·м, довжиною 10 км, шириною 20 км і занурюється з глибини 0,2 до 5 км, на глибині 2 км зменшується до ширини 15 км. Його західній границі відповідає Віленський розлом, вздовж нього на південь відгалужується аномалія з $\rho = 250$ Ом·м довжиною 15 км і глибиною залягання від 200 м до 2 км.

4. Виділені при тривимірному моделюванні аномалії тяжіють до зон поширення метасоматитів і метасоматично змінених порід, які є перспективними на ендегенне зруденіння: в Волинському мегаблоці це скарни; в Кочерівському синклінорії – грейзени і зони епідотизації, окварцювання; у Росинському

мегаблоці – зони мусковітизації; в Звіздаль-Заліській ЗР – зони епідотизації, окварцювання і мікроклінізації; в Брусилівській ЗР – зони хлоритизації, мікроклінізації, епідотизації і гідротермально змінених порід.

Кочерівська ділянка є перспективною на корисні копалин. У північній частині, в межах Волинського мегаблока – на золото, срібло, вольфрам, нікель, кобальт, мідь, графіт, в південній частині, в межах Подільського і Росинського мегаблоків – на залізо, титан, нікель, цирконій, уран, ітрій. Аномалії електропровідності приурочені до видовжених зон метасоматозу і районів поширення графітизованих порід, частина поверхневих аномалій – до областей кори вивітрювання гірських порід. Більшість цих аномалій приурочені до таких рудопроявів і родовищ корисних копалин: Тарасівське родовище титану і цирконію, Північно-Березнянське родовище урану; рудоносних полів: Папірнянське, Городське, Корнинське, Красилівське, Віленське, Кочерівське, Поташнянське, Негребівське, Ружинське золоторудне, Макарівське урановорудне, Погребищенське рідкіснометально-рідкісноземельне.

Уперше виділено перспективні для подальшого вивчення ділянки, які відповідають геоелектричним критеріям пошуку корисних копалин, а саме: присутність у межах виділених при тривимірному моделюванні аномалій електропровідності метасоматично змінених порід і глибинних розломів. До таких ділянок відносяться: 1 – глибинна і приповерхнева аномалії вздовж Самгородського розлому, 2 – поверхнева і приповерхнева в межах Звіздаль-Заліської зони розломів.

5. Реалізовано подальший розвиток уявлення про зв'язок аномалій електропровідності з осередками сейсмічних подій. Вогнища землетрусів, як і аномалії високої електропровідності здебільшого корелюють з активними глибинними тектонічними розломами і зонами зчленування різновікових геологічних структур. Прояви сейсмічності в межах Кочерівської ділянки приурочені до електропровідної зони перетинів субширотного Самгородського і оперяючих його з півночі на південь Великоєрчиківського та Варварівського

розломів, а глибше в земній корі південної границі регіональної Чернівецько-Коростенської аномалії.

Достовірність одержаних результатів забезпечується застосуванням сертифікованого обладнання, методикою проведення досліджень, використанням сучасних методів обробки експериментального матеріалу. Незаперечним підтвердженням достовірності запропонованого розподілу електропровідності земної кори Кочерівської ділянки західної частини УЩ слугує всебічне тестування моделей, систематичне порівняння з даними спостережень та несуперечність основним геолого-геофізичним висновкам про глибинну будову, а також відповідність структурам за геолого-тектонічними картами.

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА

Статті в наукових виданнях

1. Габсатарова, И. П., Бабкова, Е. А., Надежка, Л. И., Пивоваров, С., Семенов, А. Е., Кендзера, А. В., Пигулевский, П. И. Щербина, С. В., Чалый, О. О., **Ильенко, В. А.** (2016). Землетрясение 3 февраля 2015 г. на границе Полтавской и Сумской областей Украины по макросейсмическим и инструментальным данным. *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология*, (1), 115–123 (Web of Science).
2. Пігулевський, П. Г., Кендзера, О. В., Шербіна, С. В., Вербицький, С. Т., Шумлянська, Л. А., Калініченко, О. О., Гурова, І. Ю., **Ільєнко, В. А.**, Амашукелі, Т. А., Чалий, О. О. (2017). Природа криворізького землетрусу 29 липня 2017 року. *Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету*, 37(1), 92–104.
3. Бурахович, Т. К., Кушнір, А. Н., **Ильенко, В. А.** (2018а). Геоэлектрические исследования нефтегазоносного района южного борта центральной части Днепровско-Донецкой впадины. *Геофізичний журнал*, 40(5), 172–190. (Web of Science). doi: 10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147479.
4. Кушнір, А. М., Бурахович, Т. К., **Ильєнко, В. А.**, Ширков, Б. І., Ніколаєв, І. Ю. (2018). Глибинні геоелектричні дослідження Троянківського та Тарасівського метабазитових масивів Голованівської шовної зони. *Геофізичний журнал*, 41(6), 56–72. (Web of Science). <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190066>.
5. Николаєв, І. Ю., Кушнір, А. М., **Ильєнко, В. А.**, Ніколаєв, Ю. І. (2019). Електромагнітні дослідження західної частини Українського щита. *Геофізичний журнал*, 41(3), 120–133. (Web of Science). doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i3.2019.172433.
6. **Ильєнко, В. А.**, Кушнір, А. М., Бурахович, Т. К. (2019а). Електромагнітні дослідження Звіздаль-Заліської та Брусилівської зон розломів Українського щита. *Геофізичний журнал*, 41(4), 97–113. (Web of Science). doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i4.2019.177370.
7. **Ильєнко, В.**, Бурахович, Т., Кушнір, А., Попов, С., Омельчук, О. (2020). МТ/МВ дослідження в зоні ендоконтакту Корнинського гранітного масиву. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка*.

Геологія, 88(1), 46–52. (Web of Science). <http://doi.org/10.17721/1728-2713.88.07>.

Тези доповідей і матеріали конференцій

8. Кендзера, А. В., **Ильенко, В. А.**, Калениченко, О. А., Пигулевский, П. И., Щербина, С. В., Бриджий, А. И., Белов, И. Д., Рыбалко, Б. И. (2017). Результаты опроса жителей г. Кривой Рог по ощущаемости интенсивности землетрясения 29 августа 2017 года. *Четверта міжнародна науково-технічна конференція «Сучасні технології розробки рудних родовищ. Еколого-економічні наслідки діяльності підприємств ГМК»*. Кривий Ріг.
9. Бурахович, Т. К., **Ильенко, В. А.**, Кушнір, А. Н. (2018б). Проявления сейсмичности в области Кировоградской аномалии электропроводности. *Международная научно-практическая конференция «Теория и практика разведочной и промышленной геофизики»*. Сборник научных трудов. В: В. И. Костицын (Ред) (с.с. 68–73). Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т.
10. Kushnir, A. M., **Pyenko, V. A.**, Dzhaoshvili, V. B. (2018a). Electromagnetic studies of the central part of the southern Dnieper-Donets Basin slope. *XVII th International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects»*. Kyiv. (Scopus). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201801778>
11. Kushnir, A. N., Burakhovych, T. K., **Pyenko, V. A.**, Shyrkov, B. I (2018b). Geoelectric researches of the Tarasivka structure of the Golovanivsk suture zone. *XVII th International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects»*. Kyiv. (Scopus). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201801779>
12. **Pyenko, V. A.**, Burakhovich, T. K., Kushnir, A. M., Nikolaev, Yu. I. (2019). MT/MV investigation of faulty tectonic zones of the western part of the Ukrainian shield. *XVIII th International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects»*. Kyiv. (Scopus). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201902106>
13. **Ильенко, В. А.**, Кушнір, А. М., Ніколаєв, І. Ю. (2019б). Глибинні електромагнітні дослідження Звіздаль-Заліської зони розломів УЩ. *VIII молодіжна наукова конференція «Ідеї та новації в системі наук про Землю»*. Київ.
14. **Ильенко, В. А.**, Бурахович, Т. К., Кушнір, А. М. (2019в). Аномальна електропровідність Звіздаль-Заліської та Брусилівської зон розломів Українського щита. *VII Міжнародна наукова конференція «Геофізика і геодинаміка: прогнозування та моніторинг геологічного середовища»*. Збірник тез. В: В. Ю. Максимчука (Ред.) (с.с. 56–58). Львів: Растр-7.

- 15.Ilyenko, V. A.** (2020). Three-dimensional model of the Kocheriv section of the western part of the Ukrainian Shield. *XIX th International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects»*. Kyiv. (Scopus)