

# Внутрішня будова та кінематика Звенигородсько-Братської зони розломів Українського щита за геофізичними даними

*С.В. Мичак<sup>1</sup>, М.І. Бакаржієва<sup>1</sup>, М.І. Орлюк<sup>1</sup>,  
А.В. Марченко<sup>1</sup>, С.І. Курило<sup>2</sup>, 2023*

<sup>1</sup>Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

<sup>2</sup>Інститут наук про Землю Словацької академії наук, Банська Бистриця, Словаччина  
Надійшла 5 грудня 2022 р.

З метою детальної характеристики магнітної неоднорідності земної кори Звенигородсько-Братської зони розломів та з'ясування її внутрішньої будови і кінематики виконано комплексні геомагнітні й тектонофізичні дослідження. За результатами магнітометричних досліджень побудовано карти різнохвильових компонент магнітних аномалій, джерела яких пов'язані з різними шарами земної кори; оцінено намагніченість верхньої, середньої та нижньої частин земної кори; розроблено 2D та 3D магнітні моделі окремих структур і ділянок; виконано геолого-тектонічну інтерпретацію.

Звенигородсько-Братська зона розломів чітко проявляється в регіональній компоненті геомагнітного поля, розділяючи зони його максимумів і мінімумів, а також відображається лінійними аномаліями та смугами короткохвильової складової верхньої частини розрізу земної кори. При цьому вона розділяє області земної кори з принципово різним типом джерел та значеннями їх намагніченості — на заході лінійні джерела верхньої та середньої кори Голованівської шовної зони характеризуються суттєвою намагніченістю (до 3—6 А/м) на противагу овалоподібним джерелам Інгульського мегаблока з намагніченістю до 1 А/м.

Тектонофізичні заміри структурно-текстурних елементів гірських порід здійснено на чотирьох ділянках по річках Велика Вись, Кільтень, Сухий Ташлик і Мертвовід. Обробку та інтерпретацію польових замірів структурно-текстурних елементів гірських порід здійснено структурно-парагенетичним методом тектонофізики для III—IV рівнів глибинності із застосуванням програми Stereonet.

Установлено, що Звенигородсько-Братська зона розломів утворилася  $\leq 2,45$  млрд років тому і складається з прямолінійних зон сколювання, що належать до різних етапів розломоутворення. Проте головним при формуванні зони розломів є первомайський етап, упродовж якого утворилися L-сколи, азимут простягання  $345^\circ$  та R-сколи, азимут простягання  $357^\circ$ . Про раніше закладання Звенигородсько-Братської зони розломів стосовно Первомайської може засвідчувати наявність в ній архейських фаз сколювання.

Протерозойський цикл активізації (~2,1—1,70 млрд років тому) сприяв утворенню родовищ і рудопроявів корисних копалин у межах Звенигородсько-Братської зони розломів.

**Ключові слова:** Український щит, Звенигородсько-Братська зона розломів, структурно-текстурні елементи гірських порід, поля напружень, глибинне сейсмічне зондування, аномальне магнітне поле.

Citation: Mychak, S.V., Bakarzhieva, M.I., Orlyuk, M.I., Marchenko, A.V., & Kurylo, S.I. (2023). Internal structure and kinematics Zvenyhorod-Brats'k fault zone of the Ukrainian Shield based on geophysical data. *Geofizicheskij Zhurnal*, 45(3), 50—73. <https://doi.org/10.24028/gj.v45i3.282413>.

Publisher Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine, 2023. This is an open access article under the CC BY-NC-SA license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>).

**Вступ.** У статті викладено результати магнітометричних, польових тектонофізичних досліджень та аналіз глибинної будови за даними гравітаційного моделювання і глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ) Звенигородсько-Братської зони розломів Інгульського мегаблока Українського щита (УЩ) (рис. 1). Результати петрографо-мінералогічних та ізотопно-геохімічних досліджень опрацьовуються і надалі будуть опубліковані в працях наших колег з Інституту наук про Землю Словацької академії наук та Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України.

Звенигородсько-Братська зона розломів належить до однієї з найбільших зсувних структур (shear zone) УЩ, її довжина становить 230 км при ширині 20 км. Простягаючись у субмеридіональному напрямку, зона обмежує із заходу Корсунь-Новомиргородський плутон і Новоукраїнський масив [Мичак, 2014] і разом із Первомайською зоною розломів на півночі з'єднується з Тальнівською, що обмежує зі свого боку Голованівську шовну зону на заході (див. рис. 1), відокремлюючи Інгульський мегаблок від Росинського та Бузького [Гинтов, Шевчук, 2017].

На всій протяжності Звенигородсько-Братської зони розломів домінують метаморфічні породи інгуло-інгулецької серії та гранітоїди кіровоградського комплексу, які майже завжди динамометаморфізовані. Згідно зі статтею [Пономаренко та ін., 2021], типові гранітоїди кіровоградського комплексу вкорінилися в зону близько 2,06 млрд років тому. Спостерігається також поступовий перехід гранітів кіровоградського комплексу до новоукраїнських гранітів, вік яких становить 2,05 млрд років тому [Гинтов, Мычак, 2011в]. Для обох типів гранітів характерна трахітоїдна текстура в досить широкій приконтатній зоні, а за хімічним та мінеральним складом вони мають несуттєві відмінності [Гранитоиды..., 1993].

Вік порід інгуло-інгулецької серії достеменно не визначений [Щербак и др., 2008; Пономаренко и др., 2014], питання

до сьогодні є дискусійним. За значеннями ізотопного віку монацитів із плагіогнейсів [Степанюк та ін., 2022], поширених у Новгородківському кар'єрі та південніше с. Лаврівка, для інгуло-інгулецької серії визначено верхню вікову межу формування (на наш погляд, деформування), яка становить 2,02—2,03 млрд років, що відповідає кіровоградському етапу розломоутворення [Гинтов, Мычак, 2011а].

Звенигородсько-Братська зона розломів є віковим і кінематичним аналогом сусідньої добре вивченої Первомайської зони [Гинтов, 2005; Гинтов, Шевчук, 2017], що пролягає в архейських і ранньопротерозойських комплексах, зокрема серед гнейсів інгуло-інгулецької серії та гранітоїдів кіровоградського комплексу, що зазнали динамометаморфічних змін [Гинтов, Шевчук, 2017]. Первомайський етап розломоутворення відбувся ~2,45 млрд років тому [Гинтов, Мычак 2011а,б]. Таким чином, нижня вікова межа порід інгуло-інгулецької серії може становити понад 2,50 млрд років, тобто бути неoarхейською.

**Магнітометричні спостереження.** З метою детальної характеристики магнітної неоднорідності земної кори Звенигородсько-Братської зони розломів, з'ясування її структурних особливостей та геодинамічних умов формування було виконано комплексні геомагнітні дослідження.

**Аномальне магнітне поле.** Для розробки геомагнітних карт різних шарів земної кори використано цифрову карту аномального магнітного поля території України м-бу 1:500 000 на епоху 2015 р. [Нечаєва та ін., 2002; Орлюк и др., 2015, 2018; Орлюк та ін., 2018; Orlyuk et al., 2018]. Регіональну компоненту геомагнітного поля  $(\Delta B)_{a,reg.}$  пов'язану переважно з нижньою та частково із середньою частинами земної кори з верхнім обмеженням на глибинах 10—15 км, а нижнім — на 35—55 км, було отримано шляхом осереднення вихідного поля з радіусом 40 км (рис. 2, а). Локальну компоненту геомагнітного поля  $(\Delta B)_{a,лок.}$  обумовлену джерелами верхніх 10—15 км розрізу кори, отриману як різницю між вихідним полем та її регіональною складовою

(рис. 2, б). Подальша процедура розділення поля від середньої та верхньої частин земної кори зводиться до осереднення локального поля коміркою 5 км. Отриману локальну «середньохвильову» компоненту аномального магнітного поля  $(\Delta B)_{a, \text{лок.сх.}}$  можна вважати сформованою магнітною неоднорідністю земної кори в інтервалі від 2—3 до 10—15 км (рис. 2, в), а «короткохвильова» складова  $(\Delta B)_{a, \text{лок.кх.}}$  належить безпосередньо до верхньої її частини (від 0 до 2—3 км) (рис. 2, г).

**Регіональна компонента геомагнітного поля  $(\Delta B)_{a, \text{рег.}}$ .** Структурний план магнітного поля (див. рис. 2, а) представлений регіональним мінімумом центральної частини Інгульського мегаблока, пов'язаного з додатними суміжними регіональними аномаліями (Київською, Гайсинською та Ананіївською (на заході), Західноінгулецькою (на сході)), і характеризується практично немагнітною земною корою.

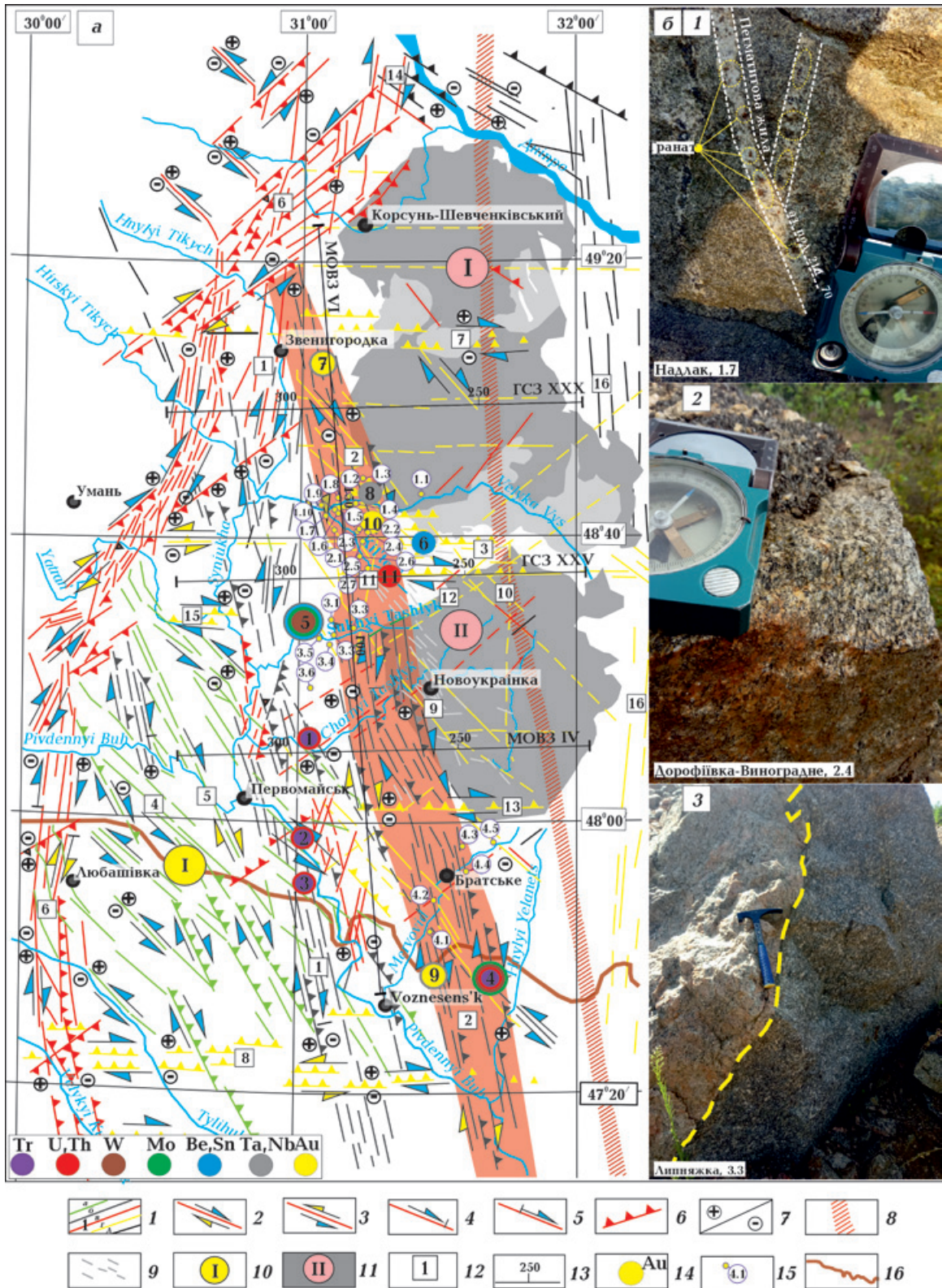
Звенигородсько-Братська зона розломів умовно розділяє поле району досліджень на дві частини. На сході центральна час-

тина Інгульського мегаблока виділяється регіональним мінімумом інтенсивністю від  $-150$  до  $-200$  нТл (більш інтенсивним в районі Корсунь-Новомиргородського плутону); на захід від зони наявні ділянки з більш інтенсивними від'ємними аномаліями, які зумовлені мінімумами від джерел регіональних магнітних аномалій Голованівської шовної зони. Водночас треба звернути увагу, що на північ від Суботсько-Мошоринської зони розломів інтенсивніший мінімум розташований на схід від Звенигородсько-Братської зони розломів, а південніше — на захід від неї. Загалом слід зазначити, що напрямки простягання регіональних мінімумів узгоджується з простяганням Звенигородсько-Братської зони розломів.

**Локальна компонента геомагнітного поля.** У локальному аномальному магнітному полі  $(\Delta B)_{a, \text{лок.}}$  та його середньохвильовій компоненті  $(\Delta B)_{a, \text{лок.сх.}}$  Звенигородсько-Братська зона розломів є своєрідною перехідною зоною від сильно диференційованого інтенсивного поля Го-

Рис. 1. Фрагмент структурно-тектоніфізичної карти Інгульського мегаблока, за [Гинтов, Мычак, 2011а], (а): 1 — ешелоновані та елементарні сколи зон розломів, що утворилися (а — у неoarхеї (AR<sub>3</sub>), б — у неoarхеї—ранньому протерозої (AR<sub>3</sub>-PR<sub>1</sub>-I), в — на початку раннього протерозою (PR<sub>1</sub>-I), г — наприкінці раннього протерозою (PR<sub>1</sub>-II), д — вік не відомий); 2—5 — кінематичні знаки (сині — під час закладення, жовті — під час головної фази активізації); 2 — правий зсув, 3 — лівий зсув, 4 — скидо-зсув, 5 — підкидо-зсув; 6 — напрям падіння; 7 — припідняте крило (а), опущене крило (б); 8 — трансрегіональний тектонічний шов Херсон—Смоленськ; 9 — дайки діабазів, габро-діабазів та ін.; 10 — Голованівська шовна зона; 11 — масиви гранітоїдів (I — Корсунь-Новомиргородський плутон, II — Новоукраїнський масив); 12 — зони розломів (1 — Первомайська, 2 — Звенигородсько-Братська, 3 — Суботсько-Мошоринська, 4 — Врадіївська, 5 — Довгопристанська, 6 — Тальнівська, 7 — Смілянська, 8 — Конкська, 9 — Новоукраїнська, 10 — Лелеківська, 11 — Новопавлівсько-Ярошевська (південна частина), 12 — Глодоська, 13 — Мар'ївська, 14 — Ядлів-Трахтемирівська, 15 — Ємилівська, 16 — Кіровоградська); 13 — профілі ГСЗ та МОВЗ; 14 — родовища та рудопрояви; 15 — ділянки тектоніфізичних досліджень в межах Звенигородсько-Братської зони розломів; 16 — контур відслоненої частини щита. Структурно-текстурні елементи гірських порід (б): 1 — пегматитова жила у кіровоградському граніті (Надлак, Т. 1.7); 2 — мігматитова смугастість у кіровоградських гранітах (Дорофіївка—Виноградне, Т. 3.4); 3 — контакт пегматитових гранітів зі світло-сірими кіровоградськими крупнозернистими (Липняжка, Т. 3.3). Фото С.В. Мачака.

Fig. 1. Fragment of the structural-tectonophysical map of the Ingul block according to [Gintov, Mychak, 2011a] (a): 1 — echeloned and elementary shears of fault zones formed (a — Neoarchaeal (AR<sub>3</sub>), b — Neoarchaeal — Early Proterozoic (AR<sub>3</sub>-PR<sub>1</sub>-I), v — at the beginning of the early Proterozoic (PR<sub>1</sub>-I), r — at the end of the early Proterozoic (PR<sub>1</sub>-II), d — the age is unknown); 2—5 — kinematic signs (blue — during laying, yellow — during the main phase of activation): 2 — dextral strike-slip fault, 3 — sinistral strike-slip fault, 4 — normal strike-slip fault, 5 — reverse strike-slip fault); 6 — direction of fall; 7 — raised wing (a), lowered wing (b); 8 — The Kherson- Smolens'k trans regional fault zone; 9 — dykes of diabases, gabbro-diabases, etc.; 10 — Golovaniv suture zone; 11 — granitoids massif and their numbers (I — Korsun'-Novomyrhorod pluton, II — Novoukrainka massif); 12 — fault zones (1 — Pervomais'k, 2 — Zvenyhorod-Brats'k, 3 — Subotsy-Moshoryn, 4 — Vradievka, 5 — Dovgoprystan', 6 — Talnivka, 7 — Smilians'k, 8 — Konks'k, 9 — Novoukrainka, 10 — Lelekivka, 11 — Novopavlivka-Yaroshivka (southern part), 12 — Glodosky, 13 — Maryivka, 14 — Yadliv-Trakhtemiriv, ⇒



15 — Yemylivka, 16 — Kirovohrad); 13 — the profile of the DSS and ECWM; 14 — deposits and ore manifestations; 15 — areas of tectonophysical research within the boundaries of the Zvenyhorod-Brats'k fault zone; 16 — contour of the exposed part of the shield. Structural and textural elements of rocks (б): 1 — pegmatite vein in Kirovohrad granite (Nadlak, T. 1.7); 2 — migmatitic banding in the Kirovohrad granites (Dorofiivka-Vynogradne, T. 3.4); 3 — contact of pegmatite granites with light gray Kirovohrad coarse-grained ones (Lypniashka, T. 3.3).

лованівської шовної зони до менш диференційованого та слабкого поля Корсунь-Новомиргородського плутону та Новоукраїнського масиву. При цьому інтенсивність аномалій змінюється в межах від 50—250 до 250—1500 нТл та від 25—100 до 100—250 нТл відповідно (рис. 2, б, в). Північніше Суботсько-Мошоринської зони розломів аномаліям цього класу притаманне північно-східне—субмеридіональне простягання. Північно-західний напрямок простягання мають магнітні аномалії Новоукраїнського розлому. Між Суботсько-

Мошоринською та Мар'ївською субширотними зонами розташовані дві овалоподібні аномалії, дотичні із заходу та сходу до Звенигородсько-Братської зони розломів. Перша розташована між Первомайською та Звенигородсько-Братською зонами розломів, а друга приурочена до південної частини Новоукраїнського масиву (див. рис. 2, б, в). На південь від Мар'ївської зони та на схід від Звенигородсько-Братської зони розломів виділяють лінійні аномалії північно-західного простягання. Зазначимо, що Звенигородсько-Братська зона роз-

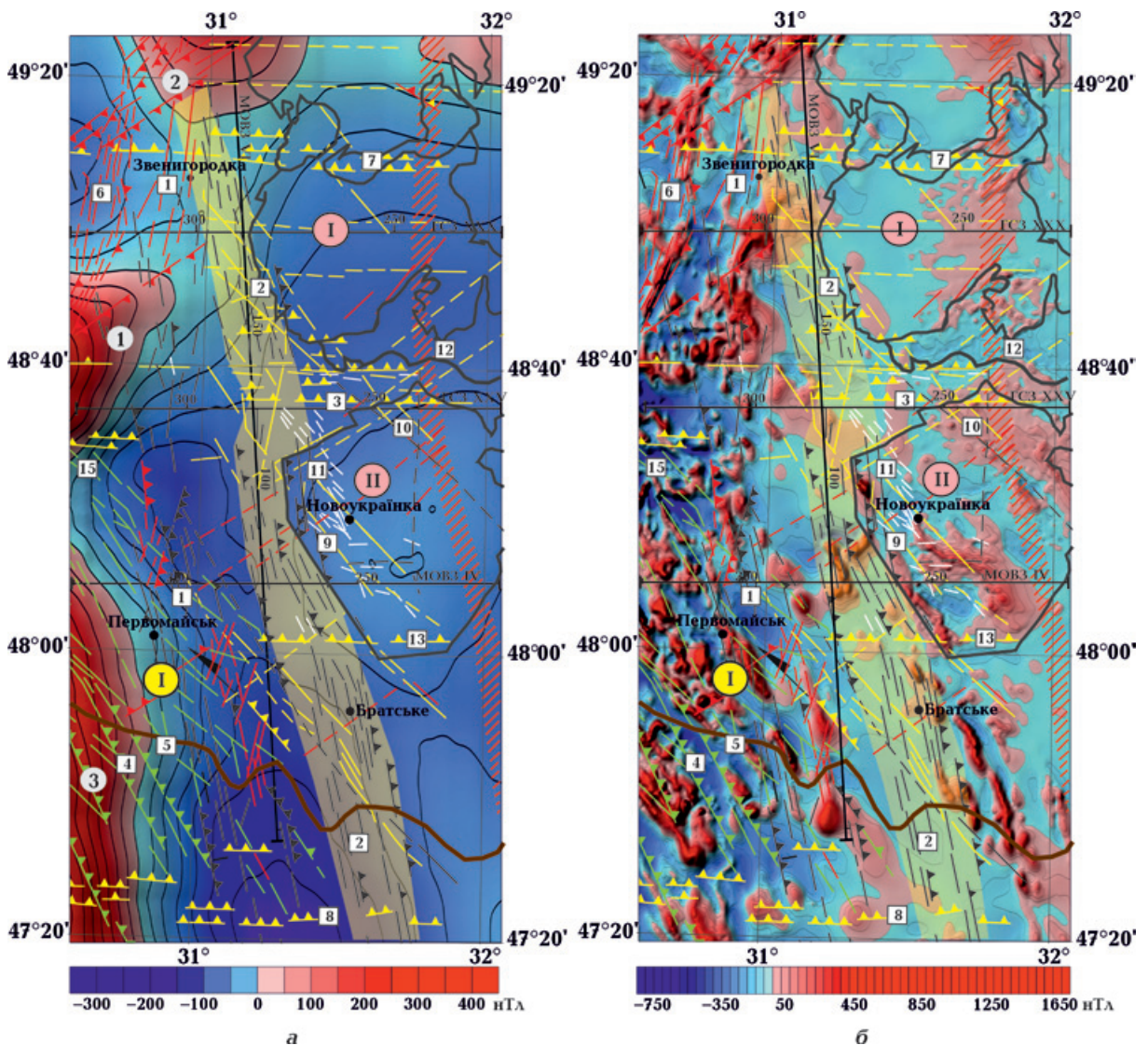


Рис. 2. Карти компонент аномального магнітного поля: регіональної  $(\Delta B)_{a.рег.}$  (а), локальної  $(\Delta B)_{a.лок.}$  (б), локальної «середньохвильової»  $(\Delta B)_{a.лок.сх.}$  (в), локальної «короткохвильової»  $(\Delta B)_{a.лок.кк.}$  (г). Регіональні магнітні аномалії (цифри в кружках): 1 — Київська, 2 — Гайсинська, 3 — Ананіївська. Пунктирні чорні лінії — осі магнітних аномалій. Інші умовні позначення див. на рис. 1.

ломів не має чіткого відображення в цій компоненті поля. Проте окремі фрагменти аномалій та аномальних зон у центральній та південній частинах досліджуваної зони конформні її простяганняю.

**Аномальне магнітне поле верхньої частини земної кори.** «Короткохвильова» компонента аномального магнітного поля згідно з технологією його отримання відображає магнітну неоднорідність верхніх 2—3 км розрізу земної кори. Поле верхньої частини розрізу земної кори є найбільш диференційованим і виразним (рис. 2, г).

Аномаліями значної амплітуди (в межах  $\pm(800—3000)$  нТл) характеризується Голованівська шовна зона. Первомайська і Звенигородсько-Братська зони розломів характеризуються аномаліями значно меншої інтенсивності  $\pm(100—300)$  нТл). Варто зазначити, що аномалії цього класу групуються у лінійні смуги, які в переважній більшості узгоджуються з простяганням цих зон розломів і трансрегіонального тектонічного шва Херсон—Смоленськ. Овалоподібні структури характерні для Корсунь-Новомиргородського плутону та Но-

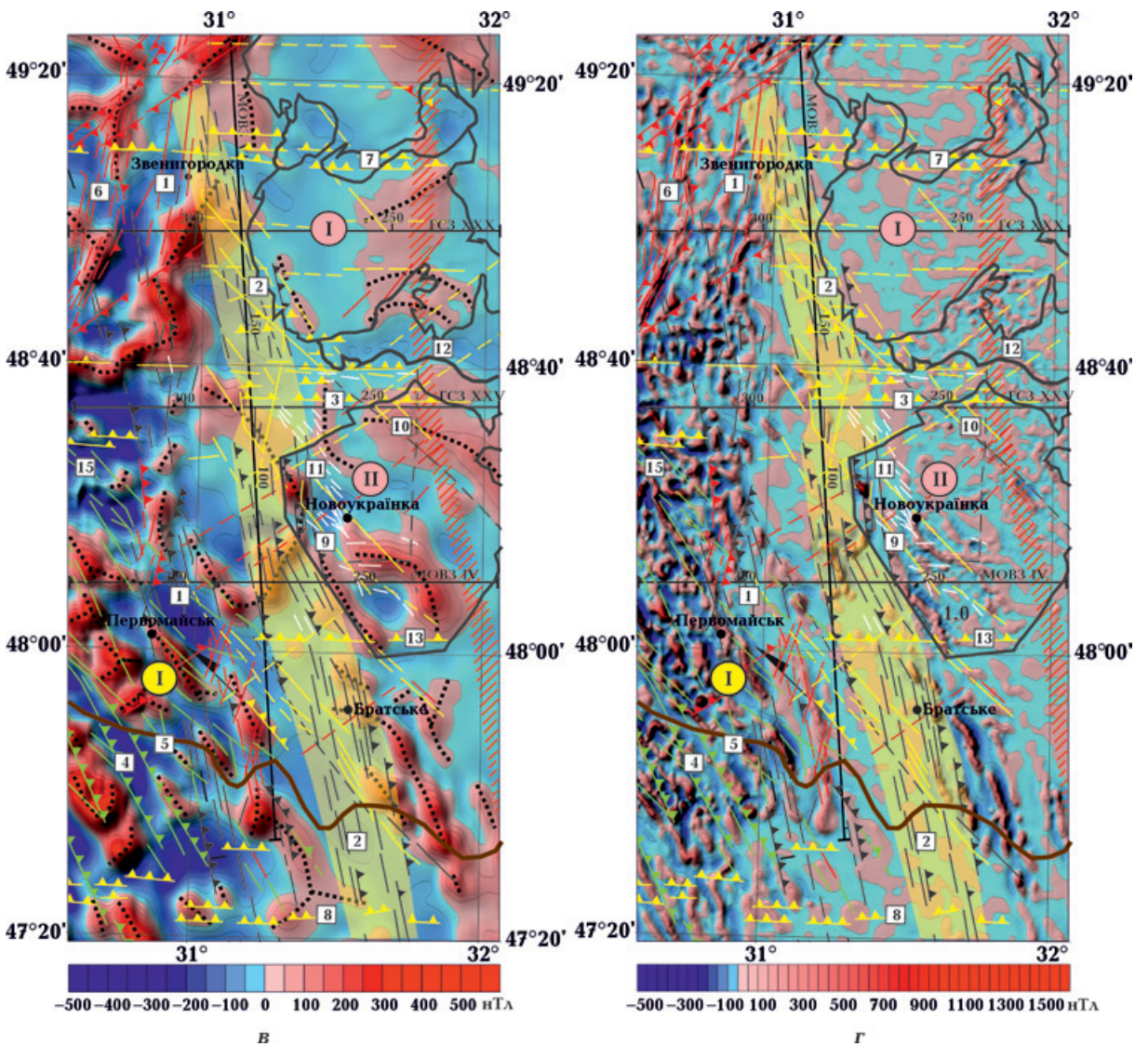


Fig. 2. Maps of anomalous magnetic field components: regional  $(\Delta B)_{a,reg.}$  (a), local  $(\Delta B)_{a,лок.}$  (б), local «medium wave»  $(\Delta B)_{a,лок.сх.}$  (в), local «short-wave»  $(\Delta B)_{a,лок.кк.}$  (г). Regional magnetic anomalies (numbers in circles): 1 — Kyivs'ka, 2 — Haysyns'ka, 3 — Ananiivs'ka, black dashed lines — axes of magnetic anomalies. For whole legend, see Fig. 1.

воукраїнського масиву. При цьому в межах Інгульського мегаблока наявні слабко інтенсивні лінійні магнітні аномалії, приурочені до Смілянської, Суботсько-Мошоринської та Мар'ївської широтних розломних зон.

Загалом Звенигородсько-Братська зона розломів добре проявляється в регіональній компоненті геомагнітного поля, розділяючи зони його максимумів і мінімумів, а також з особливостями поширення окремих аномалій та смуг короткохвильової складової. Цікаво, що лінійні аномалії та смуги короткохвильової складової не тільки узгоджуються з простяганням та неоднорідністю Звенигородсько-Братської зони розломів, а й з такими самими елементами Первомайського розлому та трансрегіонального тектонічного шва Херсон—Смоленськ.

Від східної частини району, до складу якої входять Корсунь-Новомиргородський плутон і Новоукраїнський масив з вельми невпорядкованим характером аномального магнітного поля та наявністю аномалій субширотного простягання, Звенигородсько-Братська зона розломів відрізняється лінійним типом аномалій, витягнутих уздовж зони. Це може вказувати на зміну складу земної кори, зокрема наявність у ній смуг гнейсів і тектонітів.

Відсутність суттєвого зв'язку аномалій та аномальних смуг середньохвильової складової геомагнітного поля з простяганням Звенигородсько-Братської зони розломів потребує подальшого вивчення.

Оцінювання *намагніченості земної кори* було виконано двома методами: шляхом трансформації аномального магнітного поля окремих шарів у намагніченість та 2D і 3D магнітним моделюванням вздовж профілів ГСЗ та окремих ділянок і структур. Для отримання значень намагніченості окремих джерел та їх просторового розповсюдження у виділених шарах було використано залежність між намагніченістю та інтенсивністю аномалій (для випадку плоскопаралельних шарів). Тобто виділені шари були апроксимовані плоскопаралельними шарами (0—3,0 км, 3,0—11 км, 11—

40 км), у межах яких знаходилися магнітні джерела з майже вертикальними границями, що визначалися за максимальними горизонтальними градієнтами геомагнітного поля. Надалі шкала інтенсивності аномального магнітного поля відповідного шару «трансформувалася» в шкалу намагніченості його джерел. Для території Інгульського мегаблока розроблено різномасштабні магнітні моделі, що дають можливість оцінювати ступінь магнітної неоднорідності нижньої [Орлюк, 2000; Пашкевич и др., 2006; Гінтов та ін., 2018; Mychak et al., 2022], а для окремих регіонів та структур середньої і верхньої частин земної кори [Крутиховская и др., 1982; Бакаржієва, Орлюк, 2008; Орлюк, Бакаржієва, 2011; Пашкевич, Бакаржієва, 2013] і «детермінувати» розроблену нами модель.

*Намагніченість верхньої частини земної кори* (0—3 км) змінюється в широкому діапазоні для різних структур (див. рис. 3).

Як бачимо з рис. 3, а, найбільш магнітні джерела ( $I=0,2\div 5,0$  А/м) приурочені до Голованівської шовної зони. Для центральної частини Інгульського мегаблока та в зоні впливу Звенигородсько-Братської зони розломів значення намагніченості знаходиться в інтервалі 0,05—0,6 А/м. Звичайно, що поширення магнітних утворень відповідає аномаліям геомагнітного поля, що позбавляє нас від необхідності описувати їхнє структурне положення.

*Намагніченість середньої частини земної кори.* Магнітні джерела середньої кори (3,0—11,0 км), як і джерела верхньої кори, мають підвищені значення в межах Голованівської шовної зони, а також в межах Новоукраїнського масиву та південніше Мар'ївської зони розломів. Зокрема, намагніченість джерел для центральної частини Інгульського мегаблока і відповідно Звенигородсько-Братської зони розлому становить 0,05—1 А/м, а для Голованівської шовної зони — 0,1—5 А/м.

Зауважимо, що магнітні джерела середньої та верхньої частин земної кори відображають локальні зони розтягу та пов'язані з ними зони тріщинуватості та дайкоутворення [Bogdanova et al., 2013;

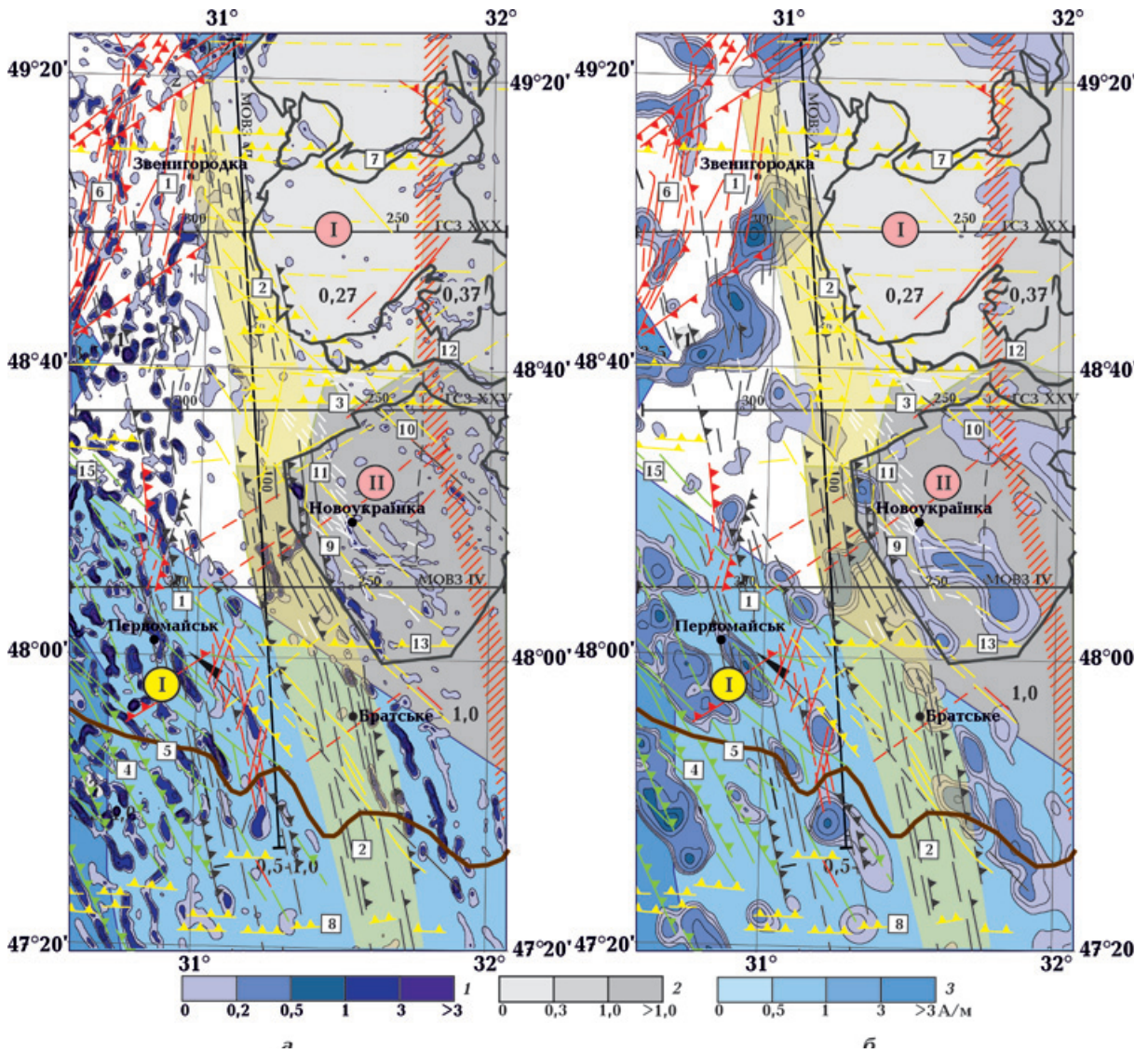


Рис. 3. Схема розподілу намагніченості (магнітних джерел) у верхній (а) і середній (б) частинах земної кори. Фоновими кольорами показано розповсюдження середньозважених значень намагніченості нижньої (синій колір) і середньої (темно-сірий колір) кори. Шкали намагніченості верхньої (1), середньої (2) і нижньої (3) кори.

Fig. 3. Diagram of magnetization (magnetic sources) distribution in the upper (a) and middle (b) parts of the Earth's crust. The background colors show the distribution of the weighted average magnetization values of the lower (in blue) and middle (in dark gray) crust. Magnetization scales of the upper (1), middle (2) and lower (3) crust.

Пашкевич, Бакаржієва, 2013], тобто для них характерні ті самі закономірності, що й для регіональних джерел [Орлюк, Пашкевич, 2012]. Розраховані середньозважені значення намагніченості середньої кори вказують на їхні суттєві відмінності для структур, розташованих на захід та схід від Звенигородсько-Братської зони розломів (див. рис. 3, б).

*Намагніченість нижньої частини земної*

*кори. Схему намагніченості нижньої частини земної кори (див. рис. 3, а, б) наведено за результатами опублікованих робіт та моделювання [Литосфера ..., 1989; Орлюк, 2000; Пашкевич, Бакаржієва, 2013]. В області Звенигородсько-Братської зони розломів магнітною є нижня кора південніше Мар'ївської зони розломів. Також варто зазначити, що над областю намагніченої нижньої кори спостерігається своєрідна*



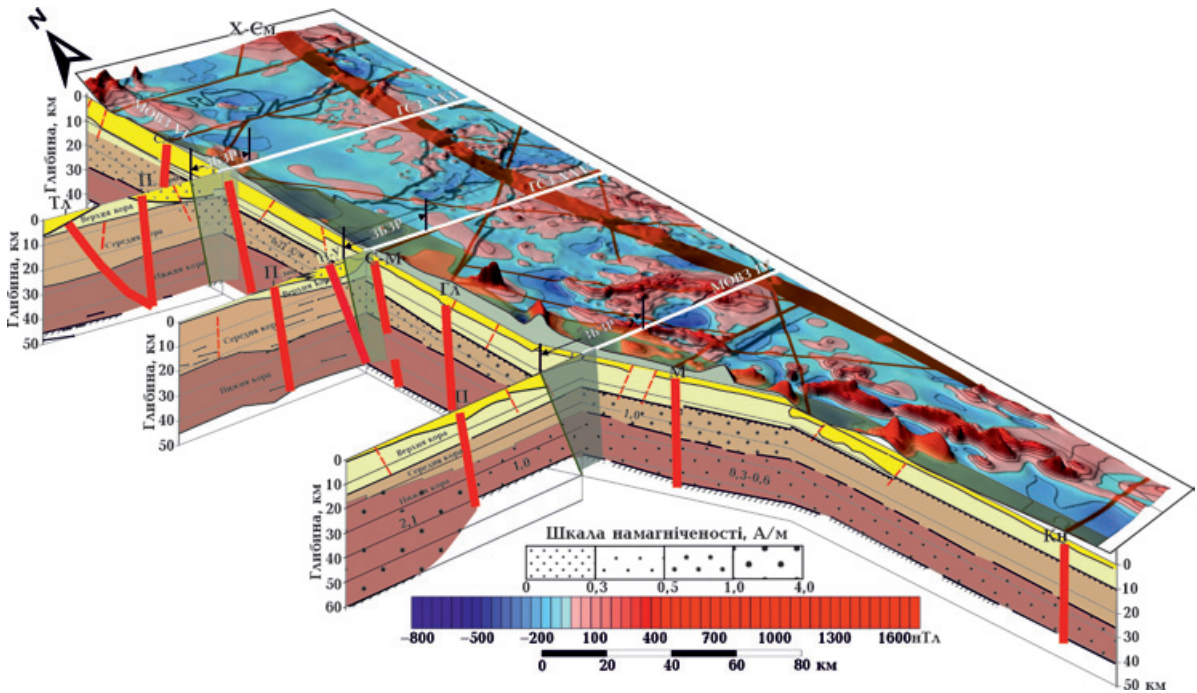


Рис. 4. Блок-схема глибинної будови Звенигородсько-Братської зони розломів за результатами магнітного моделювання вздовж профілів ГСЗ XXX, XXV та MOVЗ IV, VI (складено з використанням праць [Крюченко, 1987, Ильченко, 2003; Куприенко и др., 2007; Макаренко та ін., 2021]). Скорочення: Х-См — трансрегіональний тектонічний шов Херсон—Смоленськ, зони розломів: Тл — Тальнівська, З-Б — Звенигородсько-Братська, НУ — Новоукраїнська, С-М — Суботсько-Мошоринська, Гл — Глодоська, П — Первомайська.

Fig. 4. The block diagram of the deep structure of the Zvenyhorod-Brats'k faults zone according to the results of magnetic modeling along the profiles of the XXX, XXV and IV and VI GSSs (compiled using works [Kryuchenko, 1987, Ilchenko, 2003; Kuprienko et al., 2007; Makarenko et al., 2021]). Abbreviations: Kh-Sm — The Kherson-Smolensk trans regional fault zone; Fault zones: Tl — Talnivka, Z-B — Zvenyhorod-Brats'k, NU — Novoukrainka, S-M — Subotsy-Moshoryn, Gl — Glodosy, P — Pervomais'k.

«зараженість» магнітними джерелами середньої та верхньої частин земної кори.

**Особливості глибинної будови земної кори в районі Звенигородсько-Братської зони розломів та суміжних структур.** На рис. 4. наведено блок-схему глибинної будови середньої та нижньої частин земної кори, де показано їх магнітну неоднорідність за результатами магнітного моделювання в комплексі з сейсмічними та гравітаційними даними [Крюченко, 1987; Ильченко, 2003; Куприенко и др., 2007; Макаренко та ін., 2021].

За даними гравітаційного моделювання і ГСЗ XXX, XXV та MOVЗ IV, що перетинають Звенигородсько-Братську зону розломів із заходу на схід, і профілем MOVЗ VI, який трасується вздовж простягання зони розлому, показано її складну будову і суттєві відмінності північної та південної

частин [Крюченко, 1987, 1989; Ильченко, 2003; Куприенко и др., 2007; Старостенко и др., 2015 та ін.]. Насамперед південніше Смілянської зони розломів виділено субширотну регіональну зону підвищеної потужності (до 44—46 км) земної кори завширшки до 100 км, яка перетинає весь Інгульський мегаблок. Нижня кора в межах Інгульського мегаблока характеризується в північній частині зменшеною потужністю (12—14 км), у центральній — підвищеною (до 16—18 км), у південній — мінімальною (10—14 км) (див. рис. 4). За результатами тривимірного магнітного моделювання (див. рис. 3, а, б) намагніченість середньої кори північної частини Звенигородсько-Братської зони розломів (до Глодоської зони розломів) становить 0,27 А/м, далі до Конкської зони розломів — 0,1 А/м. У південній частині зони нижня слабо намаг-

нічена кора (0,5 А/м) поширена від Тальнівської зони розломів до трансрегіонального тектонічного шва Херсон—Смоленськ. У структурному плані спостерігаємо в зоні Звенигородсько-Братської зони розломів перехідну зону від більш потужної середньої кори до її стоншення під Новоукраїнським масивом. Густинна характеристика різних шарів земної кори вздовж зони суттєво змінюється. Згідно з густинним розрізом уздовж меридіонального профілю в районі Звенигородсько-Братської зони розломів [Макаренко та ін., 2021], найбільш істотно змінюється потужність і густина гранітного та діоритового шарів кори. Потужна (до 15—17 км) і розущільнена (до  $2,65 \text{ т/м}^3$ ) гранітна кора приурочена до Смілянської та Суботсько-Мошоринської розломних зон. У зоні цих розломів виділено своєрідні «западини» в ізолініях густини до глибини близько 10 км, які можна інтерпретувати як потужні зони тріщинуватості порід. Між цими субширотними розломними зонами спостерігається збільшення потужності діоритового шару земної кори. Зауважимо, що Суботсько-Мошоринська зона розломів характеризується слабко аномальним полем з наявністю від'ємних магнітних аномалій і, відповідно, немагнітною верхньою та середньою корою, також у цій зоні відбувається незначна зміна простягання Звенигородсько-Братської зони розломів із субмеридіонального на півдні до північно-західного на півночі території дослідження. Отже, значна неоднорідність будови зони за параметрами намагніченості, густини та потужності окремих шарів та кори в цілому як у поперечному, так і в поздовжньому розрізах, свідчить про багатоетапність її формування та тривалу «живучість».

**Результати тектонофізичних досліджень Звенигородсько-Братської зони розломів.** Тектонофізичні дослідження в межах цієї зони починаються ще наприкінці 1980-х років, де під керівництвом О.Б. Гінтова було досліджено Ватутінське урановорудне поле. Саму зону розломів простежено на південь до широти м. Вознесенськ [Тектонофизическая..., 1990],

тому її колишню назву «Звенигородсько-Аннівська» було запропоновано змінити на «Звенигородсько-Братську» і тим самим пов'язати воедино всю Звенигородсько-Братську структурно-металогенічну зону, виділену пізніше на металогенічній карті України.

Подальші тектонофізичні дослідження, що виконувались одним із авторів статті в Звенигородсько-Братській зоні розломів, були сфокусовані на вимірах тріщинуватості гірських порід у Надлакській, Піщанобродській та Братській зонах сколювання [Гинтов, Мычак, 2011а—в; Гинтов и др., 2013]. За тектонофізичною термінологією [Стоянов, 1977] зони сколювання — це структури першого порядку (елементарні розломи), які формуються при зміні тектонічного поля напружень у процесі однієї фази деформації. Вони представлені ешелонованими та елементарними сколами — структурами другого порядку.

У 2019—2020 рр. під час комплексних геолого-тектонофізичних досліджень Звенигородсько-Братської зони розломів виконувались виміри елементів залягання вторинних структурно-текстурних елементів гірських порід по р. Велика Вись за маршрутом Коробчине (1.1), Єлизаветівка (1.2), Мокра Калигірка (1.3), Вукитичне (1.4), Надлак (1.5, 1.6, 1.7), Потоки (1.8), Кобилянка (1.9), Жеванівка (1.10); по р. Кільтен за маршрутом Тимофіївка (2.1), Мірополь (2.2), Новостанівка (2.3), Дорофіївка—Виноградне (2.4), Якимівка (2.5), Нововознесенка (2.6), Березівка—Смоліне (2.7); по р. Сухий Ташлик за маршрутом Карбівська Балка (3.1), Дружелюбівка (3.2), Липняжка (3.3, 3.4, 3.5), Тернове (3.6). Самі південні виходи Звенигородсько-Братської зони розломів закартовані по р. Мертвовід та її притоках в населених пунктах Петропавлівка (4.1), Вікторівка (4.2), Братське (4.3), Висока Гора (4.4), Крива Пустош (4.5) (див. рис. 1, а, б).

Слід зазначити, що згідно з термінологією, прийнятою в роботах із структурного аналізу гірських порід [Шевчук та ін., 2002, 2013; Гинтов та ін., 2017], структурно-текстурні елементи — це узагальнюючий

термін, що включає в себе смугастість, лінійність, сланцюватість та кліваж. В англійській літературі цим термінам відповідають визначення «foliation» і «lineation» [Fossen, 2010].

Обробку та інтерпретацію польових замірів структурно-текстурних елементів гірських порід здійснювали структурно-парагенетичним методом тектонофізики для III—IV рівнів глибинності [Гинтов, 2005] із застосуванням програми Stereonet [Allmendinger et al., 2012; Cardozo et al., 2012].

**Тектонофізичні дослідження по р. Велика Вись на ділянці Коробчине—Жеванівка.** Відслонення на ділянці Коробчине (1.1) — Єлизаветівка (1.2) представлені породами Корсунь-Новомиргородського плутону та порфіровидними гранітами кіровоградського комплексу. У межах плутону гірські породи характеризуються північно-західним простяганням за азимутом  $310^{\circ}$ — $340^{\circ}$  і субвертикальним падінням смугастості в гнейсах. Також у відслоненнях зафіксовано систему сколів коржовської фази активізації тальнівського етапу [Гинтов, Шевчук, 2017] північно-східного напрямку за азимутом  $12^{\circ}$  з крутим північно-західним падінням.

Східний борт Звенигородсько-Братської зони розломів закартовано в гирлі струмка, що тече з с. Мокра Калигірка (1.3) у напрямку с. Єлизаветівка, у закинутому кар'єрі відслонюються кіровоградські граніти бластокатаклазовані з азимутами простягання  $337^{\circ}$ — $345^{\circ}$  і  $357^{\circ}$  з крутим південно-західним падінням.

На протилежному березі в точці Вукитичне (1.4) у закинутому кар'єрі зафіксовано зони розсланцювання потужністю 50 см, азимут простягання  $353^{\circ}$ , падіння на південний захід під кутом  $85^{\circ}$ .

Тектонофізичні дослідження в с. Надлак проводились у східній (1.5), центральній (1.6) і західній (1.7) частинах. У східній та центральній частинах с. Надлак відслонюються сірі роговообманково-біотитові граніти кіровоградського типу з основним простяганням сколів і структурно-текстурних елементів від  $340^{\circ}$ — $345^{\circ}$  і з

північно-східним падінням, під які підвертають R-сколи з азимутом простягання  $357^{\circ}$ . Також на цій ділянці зафіксовано фрагменти мошурівської зони сколювання за азимутом простягання від  $30^{\circ}$  (L-сколи) до  $40^{\circ}$  (R-сколи), що належать до азимутів простягання богуславського етапу розломування Тальнівської зони розломів [Гинтов, Шевчук, 2017].

У кар'єрі на заході с. Надлак (1.7) відслонюються сірі, дрібнозернисті, гнейсуваті граніти кіровоградського типу з пегматитовими жилами. Досить часто в пегматитових жилах зустрічаються зерна гранату (див. рис. 1, б). Мігматитова смугастість слабо виражена в межах кар'єру і простягається за азимутом від  $310^{\circ}$  до  $325^{\circ}$  з падінням на південний захід під кутом  $70^{\circ}$ — $80^{\circ}$ .

На півночі с. Потоки (1.8) і на північному сході с. Кобилянка (1.9) зафіксовано виходи сірого середньо-крупнозернистого кіровоградського граніту з слабкою смугастістю від  $332^{\circ}$  до  $350^{\circ}$  (з переважанням  $345^{\circ}$ ) і падінням на північний схід під кутом  $80^{\circ}$ , а також сколи  $357^{\circ}$  з південно-західним падінням  $80^{\circ}$ — $85^{\circ}$ . Крім того, зафіксовано сколи завширшки до 25 м за азимутом простягання  $03^{\circ}$  і падінням на північний схід під кутом  $55^{\circ}$ — $60^{\circ}$ . Під сколи підвертається мігматитова смугастість з азимутом простягання  $340^{\circ}$ .

На південному сході та заході с. Жеванівка (1.10) відслонюються сірі середньо-зернисті кіровоградські граніти, які перемежуються з бласто-катаклазитами та смугастими біотитовими гнейсами. Останні простягаються за азимутом  $357^{\circ}$ , під них підвертаються сколи, які за простяганням близькі до структур стиснення емільського етапу розломування (L-сколи за азимутом простягання  $310^{\circ}$ ) [Гинтов, Мычак, 2011а]. Загалом на ділянці переважають азимути простягання від  $310^{\circ}$  до  $335^{\circ}$  з південно-західним падінням під кутом  $80^{\circ}$ — $85^{\circ}$ , під які підвертаються системи R-сколів з простяганням  $290^{\circ}$  з північно-східним падінням під кутом  $85^{\circ}$  (рис. 5).

Відслонення по р. Велика Вись характеризуються зонами розвитку сколів за азимутами простягання  $345^{\circ}$  і  $357^{\circ}$ , які на-

лежать до первомайського етапу розломоутворення, і потужним 1,5-кілометровим ешелонованим сколом  $310^\circ$  емилівського етапу розломоутворення (віком понад 2,50 млрд років). В його межах виокремлено генетично взаємопов'язані R-сколи  $290^\circ$ , які під нього підвертаються. Підвороти структур стиснення, зміщення жил та складки волочіння, пов'язані з цими сколами, вказують на лівий тип сколів ( $290^\circ$  — R-скол,  $310^\circ$  — L-скол).

**Тектонофізичні дослідження по р. Кільчень на ділянці Тимофіївка—Смолине.** У с. Тимофіївка (2.1) відслонюються світло-сірі, середньозернисті кіровоградські граніти з тріщинуватістю та мігматитовою смугастістю за азимутом простягання  $345^\circ$ , падіння на північний схід  $85^\circ$ . Під них підвороти з азимутом простягання  $335^\circ$ .

На правому березі р. Кільчень в с. Миропіль (2.2) у середньозернистих кіровоградських гранітах досліджено структурно-текстурні елементи, представлені орієнтуванням таблитчастих зерен польового шпату  $335^\circ$ — $340^\circ$ , падіння на північний схід від  $65^\circ$  до  $80^\circ$ .

На протилежному березі р. Кільчень у с. Новостанівка (2.3) відслонюються порфіровидні сірі кіровоградські граніти з мігматитовою смугастістю  $340^\circ$ — $345^\circ$ , падіння субвертикальне. У відслоненні спостерігається скол  $345^\circ$  з правим підворотом під нього  $340^\circ$ .

Між селами Дорофіївка та Виноградне (2.4) у закинутому кар'єрі відслонюються гранітогнейси біотитові, слабо смугасті з простяганням  $320^\circ$  та порфіроподібні граніти світло-сірі з мігматитовою смугастістю  $332^\circ$ — $352^\circ$ , падіння на південний захід (див. рис. 1, б, 2).

На лівому та правому березі р. Кільчень у с. Якимівка (2.5) біля дамби зафіксовано вихід сірих середньозернистих кіровоградських (дорофіївських) гранітів (рис. 6, а) з простяганням мігматитової смугастості  $310^\circ$ — $348^\circ$ , падіння на північний-схід та північний захід під кутом  $85^\circ$  (рис. 6, б).

На південному ході с. Нововознесенка (2.6) вихід сіро-рожевих альбітитових гранітів із слабким проявом структурно-

текстурних елементів  $330^\circ$ — $345^\circ$ , падіння  $85^\circ$ — $90^\circ$  на південний захід. Вся ця товща має підвертання під скол  $357^\circ$ , падіння на південний захід під кутом  $80^\circ$ .

На лівому березі річки в населених пунктах Березівка та Смолине (2.7), біля східної границі Звенигородсько-Братської зони розломів, відслонюються рожево-сірі, середньозернисті граніти з простяганням структурно-текстурних елементів у вигляді мігматитової смугастості та видовженістю мінералів польового шпату  $357^\circ$ — $12^\circ$ , падіння вертикальне в східних румбах. Також є сколи  $345^\circ$  з північно-східним падінням, скол  $85^\circ$  представлений бластомілонітом з підвертанням під  $353^\circ$ .

Відслонення по р. Кільчень характеризуються внутрішньою структурою Звенигородсько-Братської зони розломів. Їх своєрідною ознакою є чергування ділянок розвитку сколів, динамометаморфічних і метасоматичних перетворень кіровоградських гранітів і таких, в яких породи практично не порушені тектонічними процесами. На ділянці досліджень переважають сколи за азимутом простягання  $345^\circ$ . Також зафіксовано сколи з азимутом простяган-

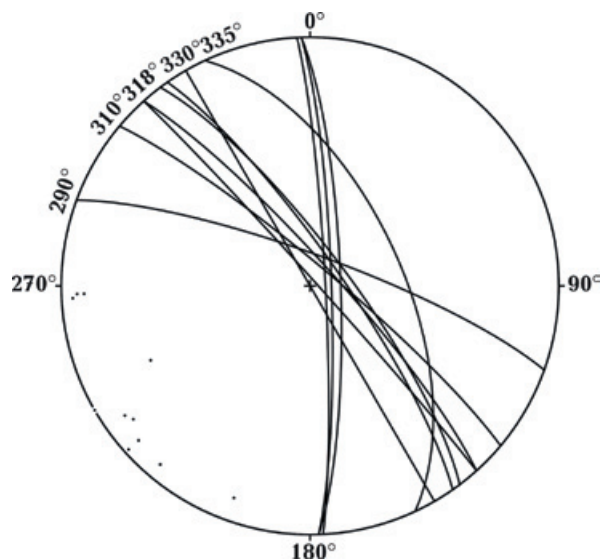


Рис. 5. Стереодіаграма площин залягання структурно-текстурних елементів ділянки Жеванівка. Верхня півсфера.

Fig. 5. Stereogram of planes bedding of structural and textural rocks elements of the Zhevanivka area. Upper hemisphere.

ня  $332^\circ$  і  $340^\circ$ , які належать до довгоприс-танського етапу розломоутворення (вік понад 2,50 млрд років), генетично пов'язані і зустрічаються у відслоненнях спільно. При цьому скол  $340^\circ$  підвертається під  $332^\circ$ . Підвороти структур стиснення, зміщення жил і складки волочиння, пов'язані з цими сколами, указують на правий тип порушень ( $332^\circ$  — L-скол,  $340^\circ$  — R-скол).

**Дослідження по р. Сухий Ташлик та її притоку Карбівська Балка на ділянці с. Тернове.** Середньозернисті сірі граніти Карбівської балки (3.1) мають трахітоїдну текстуру з орієнтуванням табличок калієвого польового шпату за азимутом простягання  $326^\circ$  та  $338^\circ$ — $340^\circ$ . Падіння на північний схід під кутом  $75^\circ$ — $90^\circ$ .

На заході с. Дружелюбівка (3.2) закартовано виходи світло-сірих гранітів з простяганням мінералів польового шпату від  $332^\circ$  до  $355^\circ$  і падінням як на південний захід, так і на північний схід під кутом від  $75^\circ$  до  $90^\circ$ .

На лівому березі р. Сухий Ташлик, східна околиця с. Липняжка (3.3) у кар'єрі зафіксовано зону контакту пегматоїдних гранітів зі світло-сірими кіровоградськими крупнозернистими гранітами (див. рис. 1, б, 3, 7, а).

Граніти представлені трахітоїдною структурою, яка проявляється орієнтуванням табличок калієвого польового шпату за азимутом простягання  $340^\circ$ — $342^\circ$  (азимут падіння північно-східний від  $40^\circ$  до  $70^\circ$  під кутом  $65^\circ$ — $77^\circ$  (рис. 7, а, д).

На півдні с. Липняжка (3.4) граніти мають трахітоїдну текстуру, яка проявляється орієнтуванням табличок калієвого польового шпату з азимутом простягання від  $310^\circ$  до  $353^\circ$ , з північно-східним падінням, в меншій кількості спостерігається південно-західне падіння під кутом від  $65^\circ$  до  $80^\circ$  (рис. 7, б, д).

У західній частині с. Липняжка (3.5) на лівому березі р. Сухий Ташлик відслонюються амфіболіти з азимутом простягання смугастості  $267^\circ$ — $272^\circ$ , падіння на північ під кутом  $80^\circ$ — $85^\circ$  (суботсько-мошоринський етап) і з азимутом простяганням лінійності в зоні контакту з липняжськими гранітами

$64^\circ$ — $78^\circ$ , падіння на північ під кутом  $75^\circ$ — $85^\circ$ . Структурно-текстурні елементи та тріщинуватість мають однакові простягання на всій ділянці відслонення (рис. 7, в, г).

На північно-західній околиці с. Тернове (3.6) відслонюються світло-сірі, дрібно-середньозернисті граніти, в яких тріщинуватість і мігматитова смугастість простягаються за азимутом  $07^\circ$  з падінням на південний захід під кутом  $75^\circ$ .

Досліджені відслонення по р. Сухий Ташлик характеризуються переважно зонами сколювання від  $340^\circ$  до  $357^\circ$ , серед яких зустрічаються сколи  $270^\circ$ ,  $310^\circ$  і  $25^\circ$ — $35^\circ$  та  $64^\circ$ — $78^\circ$  (див. рис. 7, д).

**Тектонофізичні дослідження по р. Мертвовід на ділянці Братське—Петропавлівка.** Ділянка досліджень між населеними пунктами Петропавлівка (4.1) і Вікторівка (4.2) представлена середньозернистими кіровоградськими гранітами з простяганням структурно-текстурних елементів за азимутом від  $335^\circ$  до  $07^\circ$  (падіння на схід під кутом  $55^\circ$ — $60^\circ$ ) і біотитовими та гранат-біотитовими гнейсами інгуло-інгулецької серії, шаруватість яких має різне орієнтування.

На правому березі р. Мертвовід у північно-східній частині населеного пункту Братське (4.3) у кіровоградських гранітах кристали польового шпату переважно простягаються під кутом  $345^\circ$ , у цьому відслоненні спостерігаються простягання  $310^\circ$ ,  $322^\circ$ ,  $350^\circ$ — $358^\circ$  і  $05^\circ$ — $07^\circ$ .

На ділянці від смт Братське (4.3) до с. Висока Гора (4.4) на обох берегах р. Мертвовід закартовано виходи кіровоградських гранітів зі слабкими проявами структурно-текстурних елементів за азимутом простягання від  $330^\circ$  до  $340^\circ$  та крутим північно-східним падінням  $80^\circ$ .

Контакт середньозернистих кіровоградських гранітів із трахітоїдними гранітами новоукраїнського типу зафіксовано в населеному пункті Крива Пустош (4.5). Простягання структурно-текстурних елементів у вигляді видовження кристалів польового шпату від  $285^\circ$  до  $332^\circ$  з субвертикальним падінням.

У відслоненнях по р. Мертвовід виок-

ремлено зони розвитку сколів за азимутами простягання  $310^\circ$ ,  $322^\circ$ ,  $340^\circ/345^\circ$  (L-сколи);  $350^\circ$ — $358^\circ$  (R-скол) і  $6^\circ$ — $10^\circ$ . Таким чином, східна межа Звенигородсько-Братської зони розломів на цій ділянці проходить між населеними пунктами Братське (4.3) і Висока Гора (4.4). Саме тут зафіксовано останні сколи з азимутом простягання  $345^\circ$ .

**Кінематика Звенигородсько-Братської зони розломів.** Тектоніти Звенигородсько-Братської зони розломів розвинені переважно по гранітах кіровоградського комплексу та гнейсах інгуло-інгулецької серії. У свою чергу, елементарні та ешелоновані сколи, як і зони сколювання Звенигородсько-Братської зони розломів, кінематично повністю повторюють сколи Первомайської зони розломів, закладеної на границі  $AR_3$ — $PR_1$ , і є правим скидо-зсувом. Головні осі напруження:  $\sigma_1$  —  $38/40^\circ$ ;  $\sigma_2$  —  $173/40^\circ$ ;  $\sigma_3$  —  $285/20^\circ$  [Гинтов, Мычак,

2011а—в; Гинтов и др., 2013; Гинтов, 2014]. Результати 123 вимірів азимутів простягання та кутів падіння сланцюватості, мігматитової та гранітогнейсової смугастості (рис. 8, а, б) вказують на субвертикальне ( $60^\circ$ — $90^\circ$ ) падіння структурно-текстурних елементів гірських порід (60 замірів — південно-західне і 63 північно-східне падіння). Похиле падіння ( $40^\circ$ — $60^\circ$ ) спостерігається у дев'яти випадках, з яких у восьми вимірах зафіксоване падіння у східних румбах.

Наведені результати вимірювань структурно-текстурних елементів у межах Звенигородсько-Братської зони розломів вказують на дуже широкий розкид азимутів простягання і кутів падіння розривних структур, основне згущення площин охоплює північно-західні азимуты простягання від  $310^\circ$  до  $360^\circ$ , є субвертикальні падіння (з деяким нахилом на північний схід). Це пояснюється тим, що в зоні перетинають-

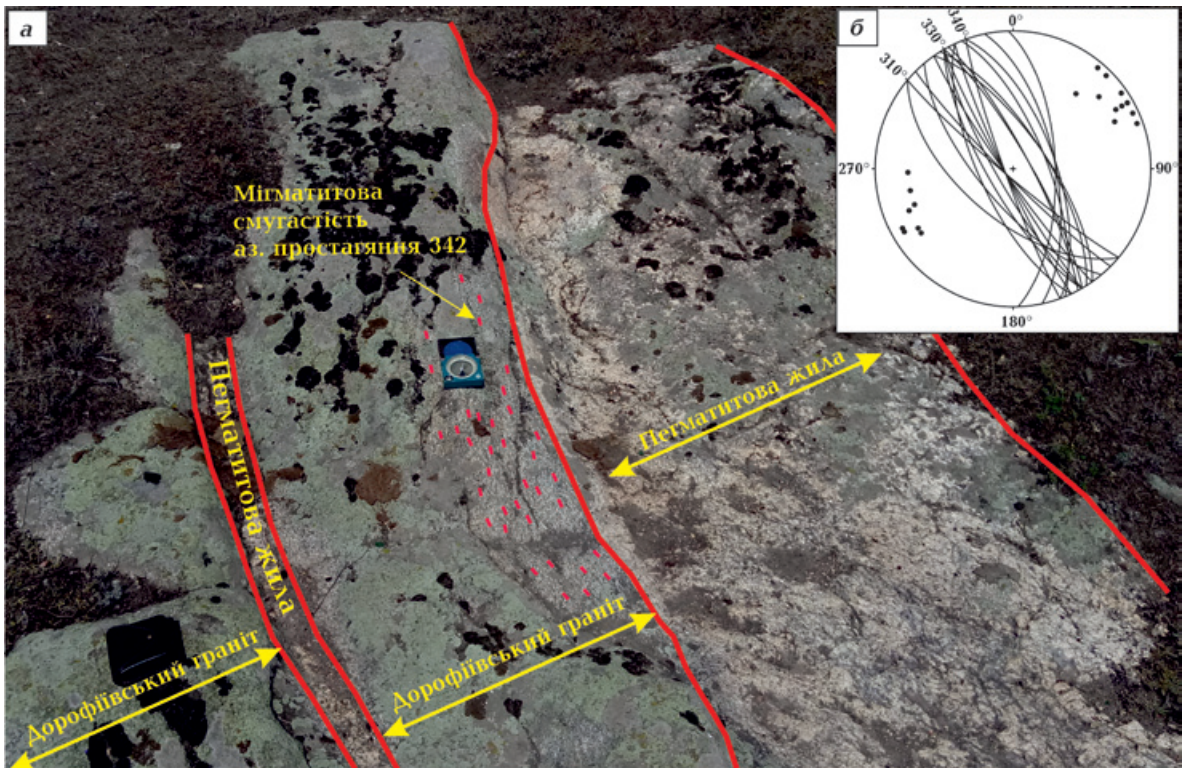


Рис. 6. Деформаційні структури в дорофіївських гранітах (а) і стереограма падіння площин структурно-текстурних елементів гірських порід для ділянки Якимівка (2.5). Верхня півсфера (б). Фото С.В. Мичака.  
Fig. 6. Deformation structures in the Dorofivka granites (a) and a stereogram of the dip of the planes of the structural and textural elements of the rocks for the Yakymivka area (2.5). Upper hemisphere (b). Photo by S.V. Mychak.

ся структури різного віку і різного простягання, а також великою кількістю структур підвертання під основний азимут L-сколу зони. Основний азимут L-сколу Звени-

городсько-Братської зони розломів збігається з її простяганням, яке чітко простежується на тектонофізичній схемі (див. рис. 1), і становить  $344^{\circ}$ — $346^{\circ}$ , тобто Зве-

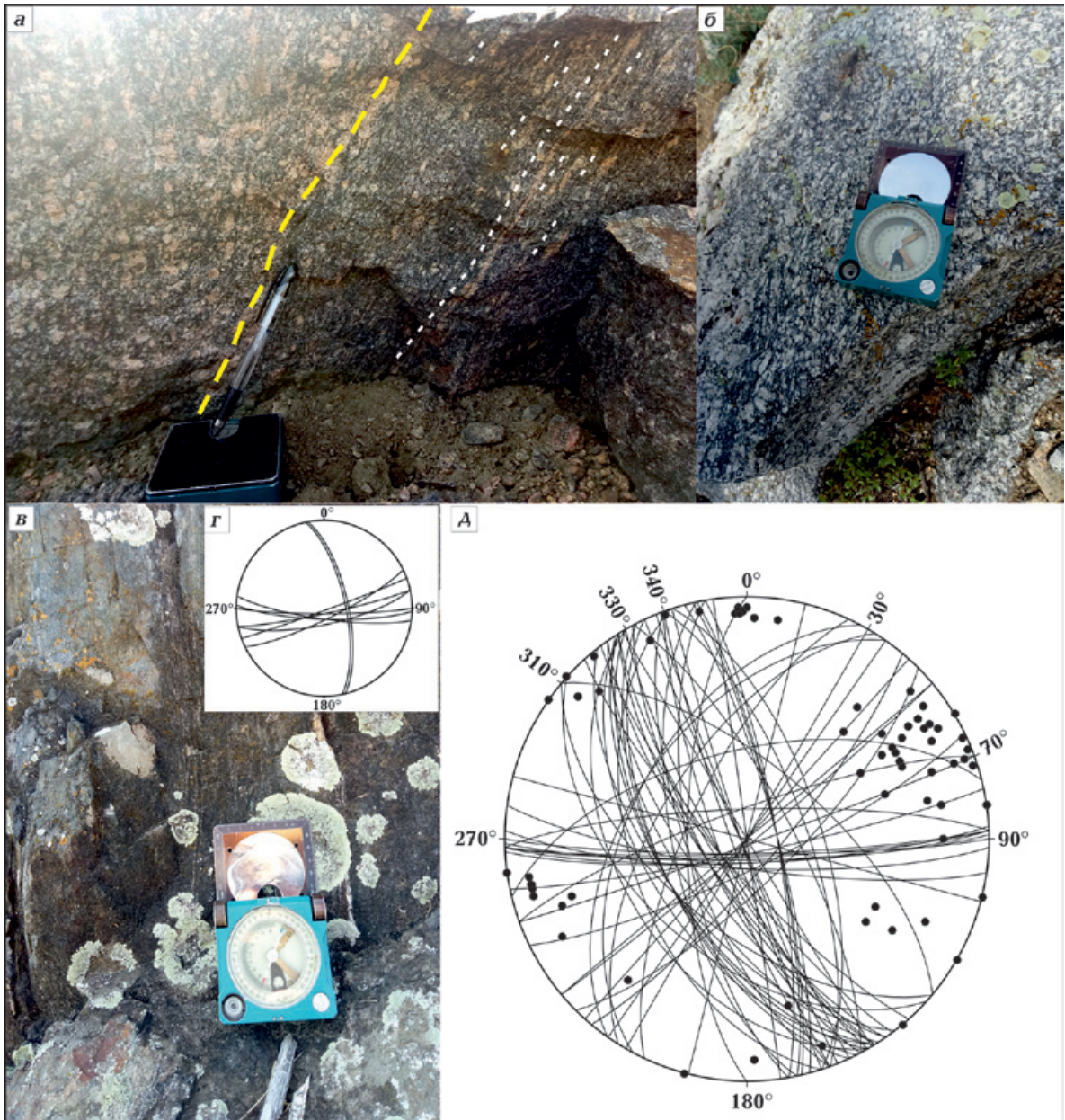


Рис. 7. Контакт пегматоїдних гранітів зі світло-сірими кіровоградськими крупнозернистими (3.3) (а); орієнтування призм калієвого польового шпату  $352^{\circ}$  (3.4) (б); структурно-текстурні елементи (смугастість) в амфіболітах (в); стереограма падіння площин структурно-текстурних елементів гірських порід для ділянки (3.5) (г); загальна стереограма падіння площин структурно-текстурних елементів гірських порід ділянки досліджень Липняжка (3.3—3.5) (А). Фото С.В. Мичака.

Fig. 7. Contact of pegmatoid granites with light gray Kirovohrad coarse-grained granites (3.3) (a); orientation of potassium feldspar prisms is  $352^{\circ}$  (3.4) (б); structural and textural elements (banding) in amphibolites (в); stereogram of the planes fall of structural and textural elements of rocks for the Lypniazhka area (3.5) (г); general stereogram of the planes fall of the structural and textural elements of the rocks of the Lypniazhka research area (3.3—3.5) (А). Photo by S.V. Mychak.

нигородсько-Братська зона розломів абсолютно паралельна Первомайській зоні розломів і утворилася на однойменному етапі розломоутворення. Наявність у зоні протерозойських гранітоїдів і деяка участь їх у деформаційному процесі вказують на те, що Звенигородсько-Братська зона розломів, як і Первомайська, зазнала активізації в тому самому полі напружень, але вже в ранньому протерозої. Проте основним є первомайський етап, протягом якого утворились L-сколи з азимутом простягання  $345^\circ$  при орієнтуванні R-сколів  $357^\circ$  (див. рис. 8).

**Рудоносність.** Протерозойський цикл активізації (~2,10—1,70 млрд років тому) сприяв утворенню родовищ і рудопроявів корисних копалин.

У зоні впливу зближених Звенигородсько-Братської та Первомайської зон розломів виділено різного масштабу поклади рідкісноземельних елементів церієвої групи (TR); радіоактивних елементів: уран (U), торій (Th); рідкісних металів: вольфрам (W), молібден (Mo), берилій (Be), літій (Li), ніобій (Nb), тантал (Ta), олово (Sn) і золото (Au) (див. рис. 1) [Нечаев та ін., 2019].

Елементи церієвої групи (TR) і радіоактивні (U+Th) відомі разом в Лозоватсько-Калинівському рудному полі (№ 1), у рудопроявах Балка Карабельна (№ 2) і родовищах Південне (№ 3), Кашперівське (№ 4).

У вузлі перетину Звенигородсько-Братської зони розломів із широтною Суботсько-Мошоринською зоною розташоване Ватутінське уранове родовище (№ 11). Саме в таких вузлах виникають умови для перевідкладення і концентрації рудної речовини, а також утворюються пул-апарти з рудними тілами штокверкового типу.

Вольфрамове зруденіння разом з молібденовим розвинені в Станкуватсько-Липняжському рідкіснометалевому рудному полі (№ 5).

Рідкісні метали виявлено в Полохівському рідкіснометалевому рудному полі (№ 6) на західному обрамленні Корсунь-Новомиргородського плутону та у Станкуватсько-Липняжському рудному полі (№ 5).

Золоторудна мінералізація локалізова-

на серед графітових гнейсів рудопрояву Мостовий (с. Мостове, по р. Велика Вись) (№ 10), проявляється у вторинних кварцитах, амфіболітах і графітових гнейсах Станкуватсько-Липняжського рудного поля (№ 5). Золото разом з кіновар'ю супутньо трапляється в пегматитовому полі (№ 9) в с. Актове, по р. Мертвовід, а також з рідкісними металами (Li, Ta, Nb) у Прудянському кар'єрі (№ 7) і Петроострівському пегматитовому полі (№ 8) [Нечаев и др., 2019].

**Висновки.** Звенигородсько-Братська зона розломів чітко проявляється в регіональній компоненті геомагнітного поля, розділяючи зони його максимумів і мінімумів, а також відображається лінійними аномаліями та смугами короткохвильової складової верхньої частини розрізу земної кори, які також узгоджуються із простяганням Первомайської зони розлому.

Регіональний мінімум центральної частини Інгульського мегаблока пов'язаний з додатними регіональними аномаліями, характеризується практично немагнітною земною корою. У верхній та середній корі спостерігається слабка диференціація поля

Центральна частина Інгульського мегаблока, представлена Корсунь-Новомиргородським плутоном і Новоукраїнським масивом, характеризується невпорядкованим характером аномального магнітного поля та наявністю аномалій субширотного простягання, що простежуються до Звенигородсько-Братської зони розломів.

Звенигородсько-Братська зона розломів розділяє області земної кори з принципово різним типом джерел та значеннями намагніченості: на заході лінійні джерела верхньої та середньої кори Голованівської шовної зони характеризуються суттєвою намагніченістю (до 3—6 А/м) на противагу овалоподібним джерелам центральної частини Інгульського мегаблока з намагніченістю до 1 А/м. Над областю з магнітною нижньою корою спостерігається своєрідна «зараженість» магнітними джерелами середньої та верхньої частин земної кори.

Неоднорідна будова земної кори Звенигородсько-Братської зони розломів за



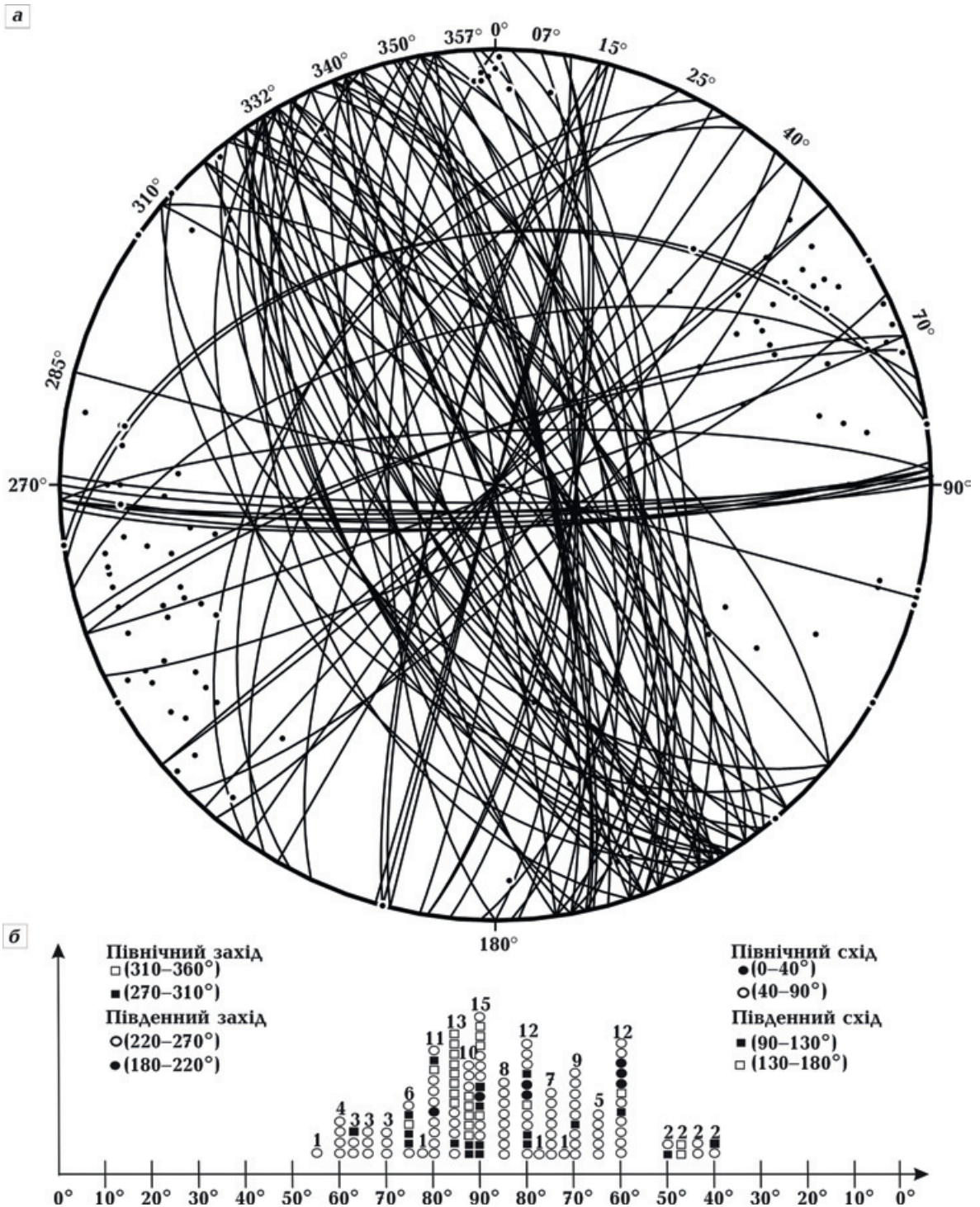


Рис. 8. Елементи залягання площин (а), гістограма азимутів і кутів падінь (б) структурно-текстурних елементів гірських порід у межах Звенигородсько-Братської зони розломів.

Fig. 8. Elements of planes bedding (a) and a histogram of azimuths and fall angles (b) of structural and textural elements of rocks within the Zvenyhorod-Brats'k faults zone.

параметрами намагніченості, густини та потужності окремих шарів та земної кори в цілому як у поперечному так і поздовж-

ньому розрізах, напевно, свідчить про багатостадійність її формування та тривалу «живучість».

За тектонофізичними даними Звенигородсько-Братська зона розломів закладена на первомайському етапі розломоутворення  $\leq 2,45$  млрд років тому як правий зсув з північно-західним простяганням прямолінійних частин L-сколів  $345^\circ$  і R-сколів  $357^\circ$ . Виділені сколи генетично взаємопов'язані між собою та з частим підвертанням R-сколів по лівому типу під L-сколи.

Результати вимірювань структурно-текстурних елементів Звенигородсько-Братської зони розломів вказують на досить широкий розкид розривних структур. Основне згущення площин охоплює північно-західні простягання від  $310^\circ$  до  $360^\circ$ . Це пов'язано з тим, що в цій зоні розломів перетинаються сколи ємилівського ( $310^\circ$  (L-сколи) і  $290^\circ$  (R-сколи)), довгопристанського ( $332^\circ$  (L-сколи) і  $340^\circ$  (R-сколи)), а також тальнівського ( $12^\circ$  (L-сколи) коржовська фаза активізації) етапів розломоутво-

рення. На кожному з етапів в межах зони розломів проходила локалізація процесів деформування та руйнування гірських порід.

Заміри кутів падіння сланцюватості, мігматитової та гранітогнейсової смугастості вказують на субвертикальне падіння зони з деяким нахилом на північних схід.

У зоні впливу зближених Звенигородсько-Братської та Первомайської зон розломів виділено різного масштабу поклади рідкісноземельних елементів церієвої групи (TR), радіоактивних елементів (U, Th), рідкісних металів (W, Mo, Be, Li, Nb, Ta, Sn, Au). Більшість покладів пов'язана з протерозойською активізацією зон сколювання Звенигородсько-Братської та Первомайської зони розломів, тому район виконаних досліджень слід вважати першочергово перспективним на виконання пошуково-розвідувальних робіт.

### Список літератури

- Бакаржієва М.І., Орлюк М.І. 3D числове магнітне моделювання структур Інгульського мегаблока Українського щита, які перспективні на кімберліт-лампроїтовий магматизм. *Матеріали наук. конф. «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища»*, Львів 6—10 жовтня 2008 р. Львів: СПОЛОМ, 2008. С. 153—154.
- Гинтов О.Б. *Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины*. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
- Гинтов О.Б. Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита — новые данные и следствия. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116145>.
- Гинтов О.Б., Єнтін В.А., Мичак С.В. До побудови Схеми розломно-мегаблокової тектоніки Українського щита масштабу 1:500 000. *Геофиз. журн.* 2017. Т. 39. № 5. С. 63—82. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i5.2017.112340>.
- Гинтов О.Б., Мычак С.В. Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. I. *Геофиз. журн.* 2011а. Т. 33. № 3. С. 102—118. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i3.2011.116932>.
- Гинтов О.Б., Мычак С.В. Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. II. *Геофиз. журн.* 2011б. Т. 33. № 4. С. 89—99.
- Гинтов О.Б., Мычак С.В. Напряженное состояние и деформации земной коры центральной части Ингульского мегаблока по материалам тектонофизического изучения Новоукраинского массива. *Геофиз. журн.* 2011в. Т. 33. № 2. С. 28—45.
- Гинтов О.Б., Орлюк М.І., Єнтін В.А., Пашкевич І.К., Мичак С.В., Бакаржієва М.І., Шимків М., Марченко А.В. Структура західної і центральної частин Українського щита. Спірні питання. *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 6. С. 3—29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i6.2018.151000>.
- Гинтов О.Б., Пашкевич І.К., Мычак С.В. Геодинамическая эволюция Ингульского мегаблока. В кн.: В.И. Старостенко, О.Б. Гинтов (Ред.), *Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический*

- анализ. *Месторождение рудных полезных ископаемых*. Киев: Прастыи луды, 2013. С. 278—285.
- Гінтов О.Б., Шевчук В.В. *Структурованість Українського щита та особливості ранньо-докембрійського розломоутворення на прикладі Голованівської шовної зони*. Київ: ТОВ «НВП Інтерсервіс», 2017. 162 с.
- Гранитоиды Украинского щита. Петрохимия, геохимия, рудоносность. Справочник*. Под ред. Н.П. Щербака. Киев: Наук. думка, 1993. 231 с.
- Ильченко Т.В. Строение земной коры и верхов мантии Кировоградского блока Украинского щита по данным ГСЗ (профили Бабанка—Пятихатки и Черкаскы—Новый Буг). *Геофиз. журн.* 2003. Т. 25. № 6. С. 30—42.
- Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М. *Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита*. Киев: Наук. думка, 1982. 216 с.
- Крюченко В.А. Глубинное строение земной коры центральной части Украинского щита по геофизическим данным и закономерности размещения уранового оруденения: *дис. г-ра геол.-мин. наук*. Киев, 1987. 404 с.
- Крюченко В.А. Проявление процессов протоктивизации в центральной части Украинского щита, по геолого-геофизическим данным. *Геолог. журн.* 1989. № 2. С. 23—29.
- Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Ингульского мегаблока Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 2. С. 17—41.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа*. Под ред. А.В. Чекунова. Киев: Наук. думка, 1989. 187 с.
- Макаренко І.Б., Старостенко В.І., Купрієнко П.Я., Савченко О.С., Легостаєва О.В. *Неоднорідність земної кори України і суміжних регіонів за результатами 3D гравітаційного моделювання*. Київ: Наук. думка, 2021. 203 с.
- Мичак С.В. Деформація гірських порід Уманського, Новоград-Волинського та Новоукраїнського масивів в період 2,02—2,05 млрд років тому за результатами тектонофізичного вивчення. *Геодинаміка*. 2014. Т. 17. № 2. С. 150—162. <https://doi.org/10.23939/jgd2014.02.150>.
- Нечаєв С.В., Гінтов О.Б., Мичак С.В. Про зв'язок рідкоземельної, рідкометальної і золоторудної мінералізації з розломно-блоковою тектонікою Українського щита. 1. *Геофиз. журн.* 2019. Т. 41. № 1. С. 3—32. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158861>.
- Нечаєва Т.С., Шимків Л.М., Горкавка В.М. *Карта аномального магнітного поля ( $\Delta T_a$ ) України м-бу 1:1000 000*. Київ, 2002. 1 л.
- Орлюк М.И. Пространственные и пространственно-временные модели разноранговых структур литосферы континентального типа. *Геофиз. журн.* 2000. Т. 22. № 6. С. 148—165.
- Орлюк М.І., Бакаржієва М.І. Геомагнітні критерії алмазонасності земної кори та 3D магнітне моделювання перспективних структур Інгульського мегаблоку Українського щита. *Геолог України*. 2011. № 1. С. 30—44.
- Орлюк М.І., Бакаржієва М.І., Марченко А.В. Геомагнітне поле та намагніченість земної кори Інгульського мегаблоку, Голованівської й Інгuleцько-Кременчуцької шовних зон. *Збірник тез наук. конф. «Геологія і корисні копалини України», Київ, 2—4 жовтня 2018 р.*, С. 172—184.
- Орлюк М.И., Пашкевич И.К. Глубинные источники региональных магнитных аномалий: тектонотипы и связь с трансоровыми разломами. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 4. С. 224—234. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i4.2012.116776>.
- Орлюк М.И., Пашкевич И.К., Бурахович Т.К., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Цветкова Т.А. Глубинное строение территории Украины по современным геофизическим данным. Украинский щит. В кн.: В.И. Старостенко, О.Б. Гинтов (Ред.), *Очерки геодинамики Украины*. Киев: Изд. ВІ ЕН ЕЙ, 2018. С. 24—36.
- Орлюк М.И., Роменец А.А., Марченко А.В., Орлюк И.М., Иващенко И.Н. Магнитное склонение на территории Украины: результаты наблюдений и вычислений. *Гео-*

- физ. журн. 2015. Т. 37. № 2. С. 73—85. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111307>.
- Пашкевич И.К., Бакаржиева М.И. 3D магнитная модель Корсунь-Новомиргородского плутона и Новоукраинского массива и ее геологическая интерпретация. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 4. С. 115—126. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i4.2013.111427>.
- Пашкевич И.К., Орлюк М.И., Елисеєва С.В., Бакаржиева М.И., Лебедь Т.В., Роменец А.А. 3D магнитная модель земной коры Украинского щита и его петролого-тектоническая интерпретация. *Геофиз. журн.* 2006. Т. 28. № 5. С. 7—18.
- Пономаренко А.Н., Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В. Геохронология и геодинамика палеопротерозоя Украинского щита. *Мінерал. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 48—60.
- Пономаренко О.М., Лісна І.М., Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Мінеєва В.М., Заць О.В., Сьомка Л.В., Гулько В.В., Коваленко О.О. До питання про вік чарнокітоїдів ташлицького комплексу (Інгульський мегаблок Українського щита). *Мінерал. журн.* 2021. Т. 43. № 3. С. 73—84.
- Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.В., Савченко А.С., Легостаева О.В. Плотностная неоднородность земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита по данным трехмерного гравитационного моделирования. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 3. С. 3—21. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111089>.
- Степанюк Л.М., Висоцький О.Б., Ковтун О.В., Курило С.І., Довбуш Т.І. Уран-свинцевий ізотопний вік монацитів плагіогнейсів інгуло-інгулецької серії (Інгульський мегаблок Українського щита). *Геохімія та рудоутворення.* 2022. Вип. 43. С. 12—19. <https://doi.org/10.15407/gof.2022.43.012>.
- Стоянов С.С. *Механизм формирования разрывных зон.* Москва: Недра, 1977. 144 с.
- Тектонофизическая модель литосферы и динамика земной коры в докембрии в связи с выработкой детальных поисковых критериев на рудные полезные ископаемые: отчет. Гинтов О.Б. и др. Киев, 1990. 253 с.
- Шевчук В.В., Кузь І.С., Юрчишин А.С. *Тектонофізичні основи структурного аналізу.* Львів: Вид. ЛНУ ім. Івана Франка, 2002. 124 с.
- Шевчук В.В., Лавренюк М.В., Кравченко Д.В. *Основи структурного аналізу.* Київ: ВПЦ «Київський університет», 2013. 287 с.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянський Л.В. *Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой.* Киев: Наук. думка, 2008. 240 с.
- Allmendinger, R., Cardozo, N., & Fisher, D. (2012). *Structural geology algorithms: vectors and tensors.* Cambridge: Cambridge University Press, 313 p.
- Bogdanova, S., Gintov, O.B., Kurlovich, D.M., Lubnina, N.V., Nilsson, M., Orlyuk, M.I., Pashkevich, I.K., Shumlyansky, L.V., & Starostenko, V.I. (2013). Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos*, 174, 196—216. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.002>.
- Cardozo, N., & Allmendinger, R. (2012). Spherical projections with OSXStreeonet. *Computers & Geosciences*, (51), 193—205. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.07.021>.
- Fossen, H. (2010). *Structural geology.* Cambridge Univer. Pres. 463 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511777806>.
- Mychak, S., Farfuliak, L., Bakarzhyyeva, M., Marchenko, A., & Hlavatskyi, D. (2022). The inner structure and kinematics of the Zvenyhorod-Brats'k fault zone of the Ukrainian Shield by the results of tectonophysics, magnetometric and deep seismic sounding data. *XVI Int. Scientific Conf. «Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment» 15—18 November 2022, Kyiv, Ukraine* (pp. 1—5). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2022580189>.
- Orlyuk, M., Marchenko, A., Romnets, A., & Bakarjyeva, M. (2018). Ukrainian Regional Magnetic Map: the results of calculations of the geomagnetic field components for the Epoch 2015. *COBS Journal (Special Issue: IAGA Workshop 2018)*, (5), 40.

## Internal structure and kinematics Zvenyhorod-Brats'k fault zone of the Ukrainian Shield based on geophysical data

S.V. Mychak<sup>1</sup>, M.I. Bakarzhieva<sup>1</sup>, M.I. Orlyuk<sup>1</sup>,  
A.V. Marchenko<sup>1</sup>, S.I. Kurylo<sup>2</sup>, 2023

<sup>1</sup>S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy  
of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine

<sup>2</sup>Institute of Earth Sciences, Slovak Academy of Sciences, Banska Bystrica, Slovakia

Complex geomagnetic and tectonophysical studies were performed in order to characterize in detail the heterogeneity of the Earth's crust of the Zvenyhorod-Brats'k fault zone and to clarify its internal structure and kinematics. Based on the results of magnetometric studies, maps of the different wavelength components of magnetic anomalies were obtained, the sources of which are associated with different layers of the crust; the magnetization of the upper, middle and lower parts of the crust was estimated; 2D and 3D magnetic models of individual structures and areas were developed; geological and tectonic interpretations were performed.

The Zvenyhorod-Brats'k fault zone is clearly manifested in the regional component of the geomagnetic field, separating its maxima and minima zones, and is also reflected by linear anomalies and bands of the short-wavelength component of the upper part of the crustal section. At the same time, it separates areas of the Earth's crust with fundamentally different types of sources and their magnetization values: in the west, linear sources of the upper and middle crust of the GSZ are characterized by significant magnetization (up to 3–6 A/m) in contrast to the oval-shaped sources of the Ingul block with magnetization up to 1 A/m.

Tectonophysical measurements of structural and textural elements of rocks were carried out at four sites along the rivers Velyka Vys', Kilten', Suhyi Tashlyk and Mertvoiid. Processing and interpretation of field measurements of structural textural elements of rocks were done by the structural-paragenetic method of tectonophysics for III–IV depth levels using the Stereonet program.

It was established that the Zvenyhorod-Brats'k fault zone was formed  $\leq 2.45$  billion years ago and consists of rectilinear shear zones related to different stages of fault formation. However, the main factor in the formation of the fault zone is the Pervomais'k stage, during which the L-shears with a strike azimuth of  $345^\circ$  and R-shears with a strike azimuth of  $357^\circ$  were formed. The presence of Archean phases of shear in it can testify to the earlier formation of the Zvenyhorod-Brats'k fault zone relative to the Pervomais'k fault zone.

The Proterozoic cycle of activation ( $\sim 2.1$ – $1.70$  billion years ago) contributed to the formation of deposits and ore manifestations of minerals within the Zvenyhorod-Brats'k fault zone.

**Key words:** Zvenyhorod-Brats'k fault zone, Ukrainian shield, magnetic anomalies and models, deep seismic sounding, structural textural elements of rocks, stress fields.

### References

- Bakarzhieva, M.I., & Orlyuk, M.I. (2008). 3D numerical magnetic modeling of the structures Ingul Megablock of Ukrainian Shield, which are promising for kimberlite-lamproite magmatism. *Proceeding of the scientific conference «Geophysical technologies of geological media predicting and monitoring»*, Lviv, October 6–10, 2008 (pp. 153–154). Lviv: SPOLOM (in Ukrainian).

- Gintov, O.B. (2005). *Field tectonophysics and its application in the study of deformations of the Earth's crust of Ukraine*. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov, O.B. (2014). Scheme of periodization of faulting stages in the Earth's crust of the Ukrainian shield — new data. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 36(1), 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116145> (in Russian).
- Gintov, O.B., Entin, V.A., & Mychak, S.V. (2017). On plotting the scheme of fracture-megablock tectonics of the Ukrainian Shield in a scale 1:500 000. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 39(5), 63—82. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i5.2017.112340>.
- Gintov, O.B., Mychak, S.V. (2011a). Geodynamic development of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield for geological-geophysical and tectonophysical data. I. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 33(3), 102—118. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i3.2011.116932> (in Russian).
- Gintov, O.B., & Mychak, S.V. (2011b). Geodynamic development of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield for geological-geophysical and tectonophysical data. II. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 33(4), 89—99. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i4.2011.116898> (in Russian).
- Gintov, O.B., & Mychak, S.V. (2011в). Stressed states and deformations of the earth's crust of the central part of the Ingul megablock according to the materials of the tectonophysical study of the Novoukrainsky massif. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 33(2), 28—45. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i2.2011.117289> (in Russian).
- Gintov, O.B., Orlyuk, M.I., Entin, V.A., Pashkevich, I.K., Mychak, S.V., Bakarzhieva, M.I., Shimkiv, L.M., & Marchenko, A.V. (2018). The structure of the Western and Central parts of the Ukrainian shield. Controversial issues. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 40(6), 3—29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i6.2018.151000> (in Ukrainian).
- Gintov, O.B., Pashkevich, I.K., & Mychak, S.V. (2013). Geodynamic evolution of the Ingul megablock. In V.I. Starostenko, O.B. Gintov (Eds.), *The Kirovograd ore area. Deep structure. Tectonophysical analysis. Ore deposits* (pp. 278—285). Kiev: Prastiye ludi (in Russian).
- Gintov, O.B., & Shevchuk, V.V. (2017). *Structurality of the Ukrainian shield and peculiarities of the Early Precambrian faulting on the example of the Golovanivsk suture zone*. Kyiv: TOV «NVP Interservis», 162 p. (in Ukrainian).
- Shcherbak, N.P. (Ed.). (1993). *Granitoids of the Ukrainian Shield. Petrochemistry, geochemistry, ore content. Directory*. Kiev: Naukova Dumka, 231 p. (in Russian).
- Ilichenko, T.V. (2003). Structure of the Earth's crust and upper mantle of the Kirovohrad Block of the Ukrainian Shield according to the DSS data (Babanka—Pyatikhatka and Cherkasy—Novy Bug profiles). *Geofizicheskiy Zhurnal*, 25(6), 30—42 (in Russian).
- Krutikhovskaya, Z.A., Pashkevich, I.K., & Silina, I.M. (1982). *Magnetic model and the structure of the crust of the Ukrainian shield*. Kiev: Naukova Dumka, 216 p. (in Russian).
- Kryuchenko, V.A. (1987) Deep structure of the earth's crust in the central part of the Ukrainian shield according to geophysical data and regularities in the distribution of uranium mineralization. *Doctor's thesis*. Kiev, 404 p. (in Russian).
- Kryuchenko, V.A. (1989). Manifestation of proto-activation processes in the central part of the Ukrainian shield, according to geological and geophysical data. *Geologicheskii Zhurnal*, (2), 23—29 (in Russian).
- Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., Starostenko, V.I., & Legostaeva, O.V. (2007). Three-dimensional density model of the Earth's crust and upper mantle of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 29(2), 17—41 (in Russian).
- Chekunov, A.V. (Ed.). (1989). *Lithosphere of Central and Eastern Europe. East European Platform*. Kyiiev: Naukova Dumka, 187 p. (in Russian).
- Makarenko, I.B., Starostenko, V.I., Kuprienko, P. Ya., Savchenko, O.S., & Legostaeva, O.V. (2021). *Heterogeneity of the Earth's crust in Ukraine and the southern regions as a result of 3D gravity modeling*. Kyiv: Naukova Dumka, 203 p. (in Ukrainian).
- Mychak, S.V. (2014). Deformation of rocks of the Uman, Novograd-Volyn, and Novoukrainian

- massifs in the period 2.02—2.05 according to the results of tectonophysical study. *Geodynamics*, 17(2), 150—162. <https://doi.org/10.23939/jgd2014.02.150> (in Ukrainian).
- Nechaev, S.V., Gintov, O.B., & Mychak, S.V. (2019). On the relation between the rare-earth — rare-metal and gold ore mineralization and fault-block tectonics of the Ukrainian Shield. 1. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 41(1), 3—32. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158861> (in Ukrainian).
- Nechaeva, T.S., Shimkiv, L.M., & Gorkavko, V.M. (2002). *Map of the anomalous magnetic field ( $\Delta T_a$ ) Ukrainian. 1:1000 000*. Kyiv, 1 p. (in Ukrainian).
- Orlyuk, M.I. (2000). Spatial spatio-temporal models varying in structures continental lithosphere. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 22(6), 148—165 (in Russian).
- Orlyuk, M.I., & Bakarjjeva, M.I. (2011). Geomagnetic criteria of diamond bearing of the Earth's crust and 3D magnetic modeling of prospective structures of the Ingul Megablock of the Ukrainian Shield. *Heoloh Ukrainy*, (1), 30—44 (in Ukrainian).
- Orlyuk, M.I., Bakarjjeva, M.I., & Marchenko, A.V. (2018). Geomagnetic field and magnetization of the Earth's crust of the Ingul megablock, Golovaniv and Ingulets-Kremenchuk suture zones. *Abstracts of Sci. Conf. «Geology and minerals of Ukraine», Kyiv, October 2—4, 2018* (pp. 172—184) (in Ukrainian).
- Orlyuk, M.I., & Pashkevich, I.K. (2012). Deep sources of regional magnetic anomalies: tectonotypes and relation with transcrustal faults. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 34(4), 224—234. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i4.2012.116776> (in Russian).
- Orlyuk, M.I., Pashkevich, I.K., Burakhovich, T.K., Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., & Tsvetkova, T.A. (2018). Deep structure of the territory of Ukraine according to modern geophysical data. Ukrainian shield. In V.I. Starostenko, O.B. Gintov (Eds.), *Essays on the geodynamics of Ukraine* (pp. 24—36). Kyiv: VI EN EY (in Russian).
- Orlyuk, M.I., Romenets, A.A., Marchenko, A.V., Orlyuk, I.M., Ivashchenko, I.N. (2015). Magnetic declination of the territory of Ukraine: the results of observations and calculations. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 37(2), 73—85. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111307> (in Russian).
- Pashkevich, I.K., & Bakarzhieva, M.I. (2013). 3D magnetic model of the Korsun-Novomirgorod pluton and the Novoukrainka massif and its geological interpretation. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 35(4), 115—126. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i4.2013.111427> (in Russian).
- Pashkevich, I.K., Orlyuk, M.I., Eliseeva, S.V., Bakarjjeva, M.I., Lebed, T.V., & Romenets, A.A. (2006). 3D magnetic model of the Earth's crust of the Ukrainian Shield and its petrological and tectonic interpretation. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 28(5), 7—18 (in Russian).
- Ponomarenko, A.N., Stepanyuk, L.M., & Shumlyanskyi, L.V. (2014). Geochronology and geodynamics of the Paleoproterozoic of the Ukrainian shield. *Mineralogicheskiy Zhurnal*, 36(2), 48—60 (in Russian).
- Ponomarenko, O.M., Lisna, I.M., Stepanyuk, L.M., Shumlyanskyi, L.V., Mineeva, V.M., Zayats, O.V., Syomka, L.V., Gulko, V.V., & Kovalenko, O.O. (2021). On the question of the age of charnockitoids of the Tashlyt complex (Ingul Megablock of the Ukrainian Shield). *Mineralogicheskiy Zhurnal*, 43(3), 73—84 (in Ukrainian).
- Starostenko, V.I., Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., Savchenko, A.S., & Legostaeva, O.V. (2015). Density heterogeneity of the Earth's crust of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield according to the data of three-dimensional gravity modeling. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 37(3), 3—21. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111089> (in Russian).
- Stepanyuk, L.M., Vysotskyi, O.B., Kovtun, O.V., Kurylo, S.I., & Dovbush, T.I. (2022). Uranium-lead isotopic age of monazites of plagiogneyses of the ingulo-inguletse series (Ingul megablock of the Ukrainian Shield). *Heokhimiia ta rudoutvorennya*, (43), 12—19. <https://doi.org/10.15407/gof.2022.43.012> (in Ukrainian).
- Stoyanov, S.S. (1977). *Mechanism of formation of discontinuous zones*. Moscow: Nedra, 144 p. (in Russian).
- Tectonophysical model of the lithosphere and dynamics of the earth's crust in the Precambrian in connection with the development of detailed

- search criteria for ore minerals: report. Gintov O.B. and others. Kyiv, 1990. 253 p. (in Russian).
- Shevchuk, V.V., Kuz, I.S., & Yurchishin, A.S. (2002). *Tectonophysical foundations of structural analysis*. Lviv: Edition of the Ivan Franko National University of Lviv, 124 p. (in Ukrainian).
- Shevchuk, V.V., Lavrenyuk, M.V., & Kravchenko, D.V. (2013). *Fundamentals of structural analysis*. Kyiv: PPS «Kyyivs'kyi universytet», 287 p. (in Ukrainian).
- Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Lesnaya, I.M., Ponomarenko, A.N., Shumlyanskiy, L.V. (2008) *Geochronology of Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Proterozoic*. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Allmendinger, R., Cardozo, N., & Fisher, D. (2012). *Structural geology algorithms: vectors and tensors*. Cambridge: Cambridge University Press, 313 p.
- Bogdanova, S., Gintov, O.B., Kurlovich, D.M., Lubnina, N.V., Nilsson, M., Orlyuk, M.I., Pashkevich, I.K., Shumlyansky, L.V., & Starostenko, V.I. (2013). Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos*, 174, 196—216. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.002>.
- Cardozo, N., & Allmendinger, R. (2012). Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, (51), 193—205. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.07.021>.
- Fossen, H. (2010). *Structural geology*. Cambridge Univer. Pres. 463 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511777806>.
- Mychak, S., Farfuliak, L., Bakarzhayeva, M., Marchenko, A., & Hlavatskyi, D. (2022). The inner structure and kinematics of the Zvenyhorod-Brats'k fault zone of the Ukrainian Shield by the results of tectonophysics, magnetometric and deep seismic sounding data. *XVI Int. Scientific Conf. «Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment» 15—18 November 2022, Kyiv, Ukraine* (pp. 1—5). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2022580189>.
- Orlyuk, M., Marchenko, A., Romenets, A., & Bakarjieva, M. (2018). Ukrainian Regional Magnetic Map: the results of calculations of the geomagnetic field components for the Epoch 2015. *COBS Journal (Special Issue: IAGA Workshop 2018)*, (5), 40.