

Ділянка Гайворон—Завалля Середнього Побужжя як найрепрезентативніша частина гранулітового комплексу Українського щита (результати структурно-тектонфізичних і магнітометричних досліджень)

*С.В. Мичак¹, М.І. Бакаржієва¹, А.В. Марченко¹, М.М. Решетник²,
Л.В. Фарфуляк¹, М.І. Орлюк¹, О.Б. Гінтов¹, 2021*

¹Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

²Національний науково-природничий музей НАН України, Київ, Україна

Надійшла 29 квітня 2021 р.

На підставі матеріалів геологічного і геофізичного вивчення однієї з найбільш добре відслонених ділянок розвитку архейських порід Українського щита у статті обговорено два альтернативних підходи до встановлення структури і стратиграфії найдавніших гранулітових комплексів. Виходи ендербіто-гнейсового комплексу віком до 3,6—3,8 млрд років розміщуються уздовж русла р. Південний Буг між м. Гайворон і смт Завалля.

Перший, «стратигенно-метаморфогенний», підхід передбачає, що головні риси складу і будови нижньоархейських комплексів успадковані від вихідних стратотипових товщ. Ці товщі перетворені в умовах квазіізохімічного метаморфізму зі збереженням послідовності формування в розрізі і первинної конституції у вигляді шаруватості, ритмічності, спрямованості зміни їх складу за вертикаллю та латераллю. На структурно-формаційній карті й геологічному розрізі ділянки Гайворон—Завалля архейський гранулітовий комплекс показано у вигляді синклінорія, складеного чотирма формаціями, які налягають одна на одну та прирівняні до світ метаморфізованих вулканогенно-осадових порід.

Другий, «деформаційно-метаморфогенний», підхід, якого притримуються автори цієї статті, заснований на уявленні про те, що гранулітовий комплекс Побужжя є субвертикально шаруватим середовищем, утвореним під дією тангенціальних тектонічних сил. Останні ведуть до зсувних деформацій і переміщення речовини на атомарно-молекулярному рівні (з мінеральним перетворенням порід) і гірських мас — на регіональному. При цьому утворюються структурно-текстурні елементи, що накладаються на первинну структуру порід і найчастіше стирають її.

Польові структурно-тектонфізичні, тектонофаціальні та магнітометричні дослідження, результати яких викладені у статті, виконано спеціально для зіставлення цих двох концепцій. Відповідно до магнітометричних досліджень ендербіто-гнейсовий комплекс району за магнітними характеристиками належить до середньої і нижньої кори Українського щита. Синклінорний характер залягання гірських порід, а також наявність складок другого порядку з похилопадаючими шарнірами не підтверджені. Всі породи залягають круто моноклінально. У горизонтальних зрізах зафіксовано призусвні складки з вертикальними шарнірами. Виявлено накладання сланцюватості декількох етапів деформації. Поля напружень відповідають субгоризонтальному стисненню в основному ранньопротерозойського віку. Зроблено висновки на користь другої концепції.

Ключові слова: Український щит, Середнє Побужжя, гранулітовий комплекс, структура, деформації, концепції розвитку.

История формирования гранулитового слоя так же неисчерпаема, как и вся последующая история Земли

И.Б. Щербаков [2000]

Вступ. У дослідженні [Roberts et al., 2015] зазначено: «Континентальна кора, яку ми спостерігаємо і вивчаємо сьогодні, дає лише короткий огляд історії Землі. Поки ми не зможемо переконатися, наскільки репрезентативна ця кора, багато аспектів нашого розуміння еволюції земної кори матимуть переважну невизначеність».

Виходи гранулітової еопалеоархейської кори на Землі становлять не більш як 0,001 % поверхні континентів, а площа Гайворон-Заваллівської ділянки розвитку гайворонського (заваллівського) гранулітового комплексу (рис. 1), де встановлені ендербіто-гнейси віком від 3,6 до 3,78 млрд років [Щербак и др., 2005], займає ~0,05 %

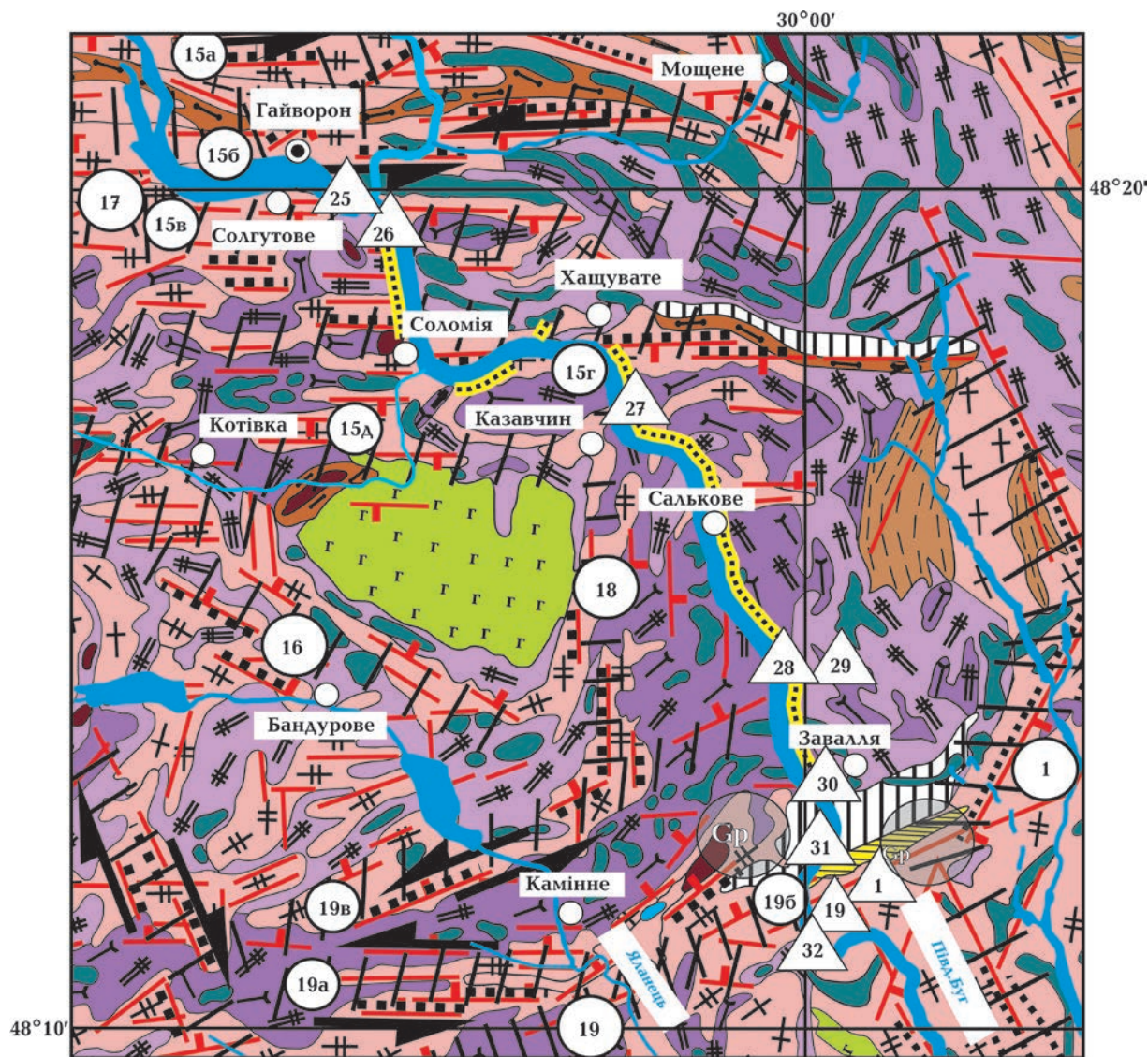


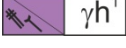











Рис. 1. Фрагмент «Структурно-петрофізичної карти кристалічного фундаменту Побузького гірничорудного району Українського щита» масштабу 1 : 100 000 [Гінтов та ін., 2020]. Ділянка м. Гайворон—сміт Завалля.
 Fig. 1. Fragment of the structural-petrophysical map of the crystal basement of the Pobuzhsky mining district of the Ukrainian Shield at a scale of 1 : 100 000 [Гінтов та ін., 2020]. Area is from the Gaivoron town to Zavallya village.

Умовні позначення до рис. 1

Еон	Ера	Серія	Речовинний склад		Геолого-петрофізичні таксони, за [Гинтов и др., 2016] з додатками		Формацияна приналежність. Назви формаций, за [Лазько и др., 1986; Кирилук, 2015]
П Р О Т Е Р О З О Й	П А Л Е О П Р О Т Е Р О З О Й			Мілонітові, ультрамілонітові та бластомілонітові шви, а також вузьколінійні зони гнейсифікації, розсланцювання та дроблення	Сколовий	Зона розломів	
				Динамометаморфічно змінені породи — бластокатаклазити гранітоїдного і чарнокітоїдного складу, за [Костюченко и др., 1990]	Внутрішньо-і при-розломний		
				Плагіогнейси амфібол-біотитові, гнейси біотитові	Сухоташлицький		
				Рожеві та сірувато-рожеві смугасті гранат-біотитові гнейсограніти, зрідка масивні чудновобердичівського комплексу, за [Костюченко и др., 1990], або граніти та граніто-гнейси лейкократові з ортопіроксеном, часто з гранатом, інколи з кордієритом і пегматоїдні граніти побузького комплексу	Граніти чудновобердичівського типу та граніти побузького типу	Гранітизована кінцигітова формація	
А Р Х Е Й	Н Е О А Р Х Е Й	Бузька		Метагаброїди — амфіболіти, габро, габро-амфіболіти (Бузький мегаблок та ГШЗ)	Троянський, кумарівський		
				Кварцити залістисті, головним чином магнетит-двопіроксенові — евлізити, кальцифіри магнетитові рудні, гнейси гранат-біотитові з силіманітом і кордієритом, гнейси графітові	Молдовський	Кондалітова формація	
				Плагіогнейси біотит-графітові (часто із силіманітом і гранатом), кальцифіри доломіт-кальцитові, кальцитові, мармури	Заваллівський	Мармур-кальцифірова формація	
				Кварцити польовошпатові, часто з силіманітом і гранатом, плагіогнейси та гнейси силіманіт-гранат-біотитові, гранат-кордієрит-біотитові, силіманіт-гранат-кордієрит-біотитові, іноді з піроксеном та амфіболом	Кошаро-Олександрівський	Високоглиноземисто-кварцитова формація	

А Р Х Е Й	Е О А Р Х Е Й			Ендербіти, чарнокіти з дрібними включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів — чарнокіти, нерідко з гранатом, за [Костюченко и др., 1990], або чарнокіти, чарноендербіти, за [Кислюк та ін., 2011], ендербіти з тілами лейкократових гранітів	Чарнокіт-ендербітово-лейкократовий	Ендербіто-гнейсова формація
	П А Л Е О - М Е З О А Р Х Е Й		 	Ендербіти, чарнокіти з крупними включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів — ендербіто-гнейси, за [Костюченко и др., 1990], або ендербіти гнейсоподібні чи масивні, за [Кислюк та ін., 2011]	Чарнокіт-ендербітово-меланократовий	Ендербіто-гнейсова формація. Кінцигітова формація
	Е О А Р Х Е Й			Плагіогнейси, гнейси гранат-біотитові, біотит-кордієрит-графіт-силіманітові, іноді з амфіболом та клінопіроксеном	Плагіогнейсовий	
	Д н і с т р о в сь к о - Б у з ь к а			Кристалосланці двопіроксенові, ортопіроксенові, біотит-ортопіроксенові, гранат-ортопіроксенові, магнетит-двопіроксенові, іноді з амфіболом (Бузький мегаблок та ГШЗ) та діафторити по них (Росинський мегаблок)	Кристалосланцевий	Формація гіперстенових гнейсів і кристалічних сланців
Інші умовні позначення						
			Місця відбору проб на ізотопний аналіз. Дані щодо віку порід в млрд років, за [Щербак и др., 2005, 2008; Степанюк и др., 2010], наведені у тексті відповідно до номерів проб			
			Номери основних зон розломів (у великих кружках) та їх зон сколювання (у малих кружках): 15 — Гайворонська; 15а — Устя-Ставська, 15б — власне Гайворонська, 15в — Солгутівська, 15г — Хашуватська, 15д — Казавчинська; 16 — Ободівська; 17 — Берестягівська; 18 — Кам'янська; 19 — Заваллівська; 19а — власне Заваллівська, 19б — Піщано-Жакчицька, 19в — Яланецька			
Кінематичні знаки						
			Правий зсув			
			Лівий зсув			
			Скидо-зсув			
			Напрямок падіння сколів і зон сколювання біля поверхні кристалічного фундаменту			
			Тектонофізичні та магнітометричні маршрути			

території України, або ~0,125 % поверхні Українського щита (УЩ). Інакше кажучи, репрезентативність еопалеоархейських гранулітів цієї відносно добре відслоненої ділянки на фоні УЩ і території України в цілому досить висока.

Історія і результати геолого-геофізичного вивчення району Середнього Побужжя і безпосередньо ділянки Гайворон—Завалля викладені у публікаціях [Мичак та ін., 2018;

Нечаев и др., 2019б; Гінтов та ін., 2020], тому в статті не обговорені. Проте існування кількох альтернативних підходів до вивчення архейського гранулітового комплексу УЩ змушує ще і ще раз повернутися до цього питання. У 2007—2010 рр. у районі досліджень були виконані детальні тектонофаціальні та магнітометричні спостереження групою дослідників Київського національного університету імені Тараса Шевченка [Лукієнко та ін., 2007; Сухорада та ін., 2008; Решетник, 2013], а в 2018—2020 рр. — структурно-тектоніфізичні та магнітометричні вимірювання вченими Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України (маршрути показано на рис. 1), результати яких розглянуто у цій статті.

Для початку обговоримо два згадані альтернативні підходи до вивчення архейського гранулітового комплексу УЩ — спрощено кажучи, «стратигенно-метаморфогенний» і «деформаційно-метаморфогенний». В їх формулюванні будова розглянутої ділянки відіграла помітну роль.

Слід зазначити, що альтернативність підходів, як і все в геології, не вказує на перекреслення всього, що стверджує візаві, а означає ілюстрацію деяких ключових моментів, які пов'язані з появою нових даних, що не вкладаються у застарілі уявлення.

Стратигенно-метаморфогенний підхід. Він викладений у публікаціях В.П. Кирилю-

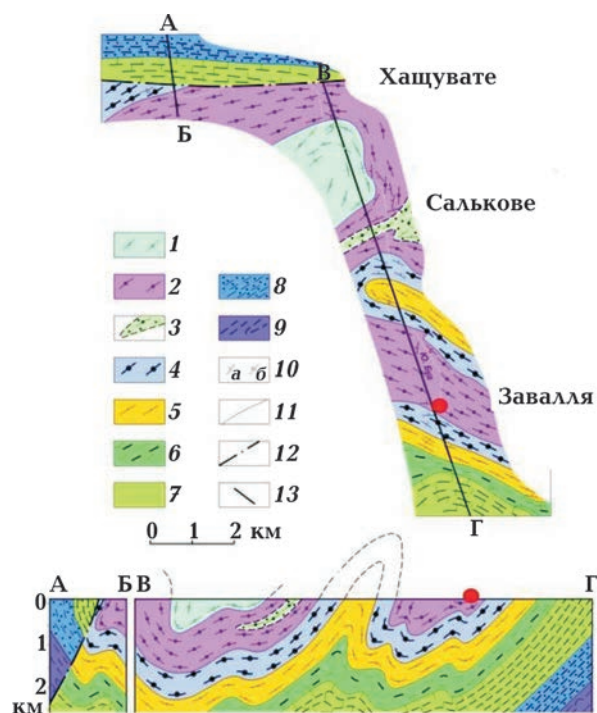


Рис. 2. Структурно-формаційна карта і розріз долини р. Південний Буг в районі селищ Хащувате, Салькове, Завалля (Бандурівська синкліналь), за [Кирилюк, 1982, 2010а, 2015]. Ритмічно-шарувата глиноземисто-базитова (евлізитова) формація (сальківська світа): 1 — верхня чотирикомпонентна субформація; 2 — верхня двокомпонентна субформація; 3 — високоглиноземисто-кварцитова парагенерация в складі верхньої двокомпонентної субформації; 4 — нижня чотирикомпонентна субформація; 5 — нижня двокомпонентна субформація; 6 — кондалітова формація; 7 — мрамур-кальцифірова формація; 8 — формація високоглиноземисто-кварцитова; 9 — лейкогранулітова формація (тільки в розрізі); 10 — залягання смугастості: а — нормальне, б — перекинуте; 11 — стратиграфічні контакти формацій і субформацій; 12 — тектонічний контакт; 13 — лінії розрізів. Червоний кружок — місце відбору проби, з циркону якої отримано визначення віку 3780 млн років [Щербак та ін., 2005].

Fig. 2. Structural-formational map and cross-section of the Southern Bug valley near the Khashchuvate, Salkove, Zavallya (Bandurivska syncline) villages, according to [Кирилюк, 1982, 2010а, 2015]. Rhythmic layered alumina-basite (eulysite) formation (Salk suite): 1 — upper four-component subformation; 2 — upper two-component subformation; 3 — high-alumina-quartzite parageneration as a part of the top two-component subformation; 4 — lower four-component subformation; 5 — lower two-component subformation; 6 — condalite formation; 7 — marble-calcified formation; 8 — high alumina-quartzite formation; 9 — leukogranulitis formation (only in the cross-section); 10 — banding: a — normal, b — overturned; 11 — stratigraphic contacts of formations and subformations; 12 — tectonic contact; 13 — lines of cross-sections. The red circle is the sampling point from which zircon is determined to be 3780 million years old [Щербак та ін., 2005].

ка та його колег починаючи з 1980-х років [Кирилюк, 1982; Кирилюк та ін., 1991; Кирилюк, 2005, 2007, 2010а, б, 2013а, б, 2015, 2020а, б], відображений на карті геологічних формацій УЩ [Кирилюк та ін., 1991] і на авторському варіанті «Тектонічної карти України» [Кирилюк, 2007]. Цей підхід спирається на ідеї та погляди Л.І. Салопа і Є.М. Лазька, які належать до старої радянської докембрійської школи, й полягає у такому.

Співвідношення вихідного складу і метаморфічних перетворень нижньоархейських комплексів. «Головні риси складу і будови нижньоархейських комплексів успадковані від вихідних стратотипічних товщ, які відрізнялися від початку їх формування і зазнавали перетворення в умовах квазіізохімічного метаморфізму» [Кирилюк, 2005, с. 66].

Первинний склад дометаморфічних товщ, можливо, суттєво впливав на кінцевий результат як метаморфізму, так і ультраметаморфізму зі збереженням головних петрохімічних особливостей порід, послідовності формування в розрізі і їх конституції у вигляді шаруватості, ритмічності, спрямованої зміни їх складу за вертикаллю і латералю [Кирилюк, 2020а].

Реальний досвід геологічного картування областей розвитку нижнього докембрію засвідчує, що складчаста структура ранньодокембрійських комплексів у цілому не складніша за структуру фанерозойських складчастих поясів. Великі стратиграфічні підрозділи на рівні світ (товщ, геологічних формацій), потужністю від декількох сотень метрів до кілометрів, деформовані з утворенням нормальних, часто досить простих великих складчастих форм, ускладнених на крилах і в замкових частинах різнорівневими деформаціями породної шаруватості, смугастості, кристалізаційної сланцюватості. Це явище добре відоме і в деформованих неметаморфізованих товщах під назвою «дисгармонічної складчастості». Самі товщі (формації) при цьому не «перемішуються», як це іноді зображується на теоретичних розрізах. Вони, як правило, зберігають своє відносне положення в розрізі, перекинуті залягання товщ також не

мають широкого поширення і досить впевнено встановлюються за матеріалами геологічного картування, вивчення замикання складок і зіставлення характеру чергування порід у крилах складок (спрямованість зміни порід, ритмічність та ін.) [Кирилюк, 2013а].

Метаморфізм порід гранулітового комплексу і тектоніка. «Зміна монофаціальних (ареальних) еогеїських комплексів поліфаціальними (зональними) протоеїськими комплексами, ймовірно, зумовлена загальним охолодженням земної поверхні і приповерхневої частини земної кори, яке супроводжувалося формуванням чіткої геотектонічної диференціації — виникненням на початку протоею геоблокової подільності» [Кирилюк, 2013б, с. 95].

«В грануліто-гнейсових комплексах повторний метаморфізм проявлений у двох типах: а) повторний гранулітовий метаморфізм підвищеного тиску; б) накладений метаморфізм — діафторез амфіболітової фації. Останній має два морфологічні прояви — локальний лінійний і площовий. Локальний діафторез розвинений вздовж розломів, площовий — займає досить великі неправильні за формою території. Як повторний метаморфізм підвищеного тиску, так і площовий діафторез, імовірно, пов'язані з прогинанням окремих територій, яке супроводжувалось нагромадженням вихідних товщ верхніх структурних поверхів» [Кирилюк, 2013б, с. 95].

Ранній докембрій і геодинаміка. В світлі сучасних даних про будову і еволюцію фундаменту щитів древніх платформ терміни «геодинаміка» та інші похідні цього терміна не можна а рїогї використовувати стосовно ранньодокембрійської земної кори з позицій нової глобальної тектоніки. Ці дослідження мають привести надалі до створення самостійної теорії формування ранньодокембрійського фундаменту *кратонів* (в їх первинному розумінні як древніх платформ) — концепції кратоногенезу, рівноцінної за своїм значенням, стосовно раннього докембрію, і альтернативної концепції літосферних плит, яка, без сумніву, має в історії Землі свої часові рамки і не по-

ширюється на ранні етапи її формування [Кирилюк, 2012, 2020а].

Основний висновок. На новому етапі вивчення і кореляції стратигенних метаморфічних комплексів нижнього докембрію ... повинен бути відновлений у правах і посилений стратотипічний підхід до побудови місцевих, регіональних, міжрегіональних і глобальних стратиграфічних схем, практично втрачений в останні десятиліття у зв'язку з домінуванням у цій сфері ізотопно-геохронологічних методів [Кирилюк, 2013а].

Структурно-стратиграфічний та історико-геологічний підходи до розчленування нижнього докембрію були і залишаються найбільш дієвою основою вивчення найдавніших геологічних утворень Землі [Кирилюк, 2020б].

Попереднє твердження «не применшує, при стратиграфічних дослідженнях нижнього докембрію, значення ізотопно-геохронологічних методів для стратиграфічних побудов. Проте вони повинні бути спрямовані на датування вже виділених геологічними методами місцевих і регіональних стратиграфічних підрозділів, їх міжрегіональну і глобальну синхронізацію, а не на ревізію раніше встановлених геологічних фактів, щодо яких, у кращому випадку, можуть бути зроблені пропозиції відносно їх довивчення» [Кирилюк, 2013а, 2020б].

Щодо докембрійського фундаменту Побужжя в працях В.П. Кирилюка і його колеги наведено такі думки.

– Основу докембрійського фундаменту, згідно з [Кирилюк, 2010а], становить побузький стратигенний грануліто-гнейсовий комплекс, що включає сім суперкрустальних формацій, кожна з яких у стратиграфічному відношенні відповідає (в дужках) світі або підсвіті (знизу догори): кінцигітова (березнинська), ендербіто-гнейсова (тиврівська), лейкогранулітова (зеленолевадівська), високоглиноземисто-кварцитова (кошаро-олександрівська), мармур-кальцифірова та кондалітова (нижня і верхня підсвіти хащувато-заваллівської світи) і глиноземисто-базитова (раніше називали залізорудно-гнейсовою, або евлізитовою, — сальківська світа). Всі світи залягають згідно.

Наведений погляд демонструється на структурно-формаційній карті і розрізі району Хащувате—Завалля (рис. 2, див. с. 46), на яких немає тільки двох нижніх світ.

– Власне архейською, точніше нижньо-архейською, можна вважати тільки суперкрустальну частину комплексу, за якою доцільно зберегти назву «побузький грануліто-гнейсовий комплекс». Стосовно побузького гранулітового комплексу в цілому, який належить до категорії гранітно-метаморфічних комплексів, формування його ультраметаморфічної складової, за сучасними ізотопно-геохронологічними даними, розтягнуто в часі аж до загальної кратонізації фундаменту близько 2000—1900 млн років тому.

– Розподіл формацій і гранітоїдів, що їх заміщають, за площею дає підставу інтерпретувати територію поширення побузького комплексу як частину великого Побузького мегасинклінорію. Ядро синклінорію розміщується в районі Хащувате—Завалля (див. рис. 2).

– Про природу смугастості метаморфічної товщі ділянки Хащувате—Завалля (так званої сальківської світи): «... будова сальківської світи вже в ході польового вивчення не залишала сумнівів в її успадкованому стратигенному характері, принаймні на рівні породних тіл різного складу. Таке враження створюється як при складанні розрізів, так і при спостереженні більшості репрезентативних відслонень світи. Що стосується тонкої смугастості порід різного складу, то на цьому рівні навряд чи можливо надійно відрізнити новостворену метаморфогенну і вихідну літогенну текстури, хоча іноді створюється чітке враження і про її успадковану природу, наприклад, при спостереженні текстури тонкосмугастих гіперстенових гнейсів, яка дуже нагадує косу шаруватість пісковикових відкладів»*.

*Звертаємо увагу на двічі повторений вираз «створюється таке враження». Це означає, що автор не зовсім впевнений у результатах своїх спостережень.

– Про субвертикальне залягання смугастості метаморфічної товщі: «Крутий нахил і шарової, і внутрішньосферної смугастості, дійсно, виявляється досить часто, але аж ніяк не є повсюдним явищем у всьому побузькому комплексі, в тому числі на території поширення сальківської світи. Нахили $70\text{—}50^\circ$ і навіть $45\text{—}48^\circ$ спостерігаються і в центральній частині структури, що дає можливість встановлювати зустрічні падіння в крилах північної синклінальної складки другого порядку, а також, з урахуванням виявленої ритмічної будови світиформації, нормальні й перекинуті залягання в крилах Сальківської антикліналі другого порядку».

Альтернативний «деформаційно-метаморфогенний» підхід. Починаючи з публікацій О.І. Слензака [Слензак, 1965], цей підхід до вивчення побузького гранулітового комплексу має таку саму за тривалістю історію, як і перший, але він був сприйнятий практично «в багнети» тодішньою докембрійською школою міністра геології СРСР академіка О.В. Сидоренка й тому був підданий остракізму. До праць О.І. Слензака слід додати праці О.І. Чередниченка [Чередниченко, 1964] і матеріали ізотопно-геохронологічних досліджень [Щербак та ін., 2005, 2008; Степанюк, 2000, 2018; Степанюк та ін., 2010, 2017; Лобач-Жученко и др., 2011, 2012, 2014; Claesson et al., 2006; Пономаренко та ін., 2018], які нерідко суперечать викладеному вище «стратигенно-метаморфогенному» підходу. Близькими до деформаційно-метаморфогенного підходу в рамках вивчення гранулітового комплексу Середнього Побужжя виявляються структурно-парагенетичний аналіз на тектонофаціальній основі, використовуваний групою вчених Київського національного університету імені Тараса Шевченка під керівництвом О.І. Лукієнка [Лукієнко та ін., 2007], а також петро-мікроструктурний аналіз, що виконується під керівництвом В.В. Шевчука [Шевчук, Павлов, 2003; Шевчук та ін., 2013].

Поступово, починаючи з 1988 р., до альтернативного підходу приєдналися геофізики [Гинтов, Исая, 1988; Гинтов, 2002, 2005; Гинтов, Пашкевич, 2010; Гинтов, Мычак,

2011а,б; Решетник, 2008; Гинтов та ін., 2016; Гинтов, Шевчук, 2017; Мичак, 2019]. Їх позиція, як і погляди названих вище авторів альтернативного підходу, сформувалися на основі власних польових спостережень, а також під впливом досягнень світової геологічної науки (структурної геології, петрології, геохімії ізотопів, геофізики), отриманих, головним чином, західними вченими при дослідженні Канадського, Африканського, Австралійського щитів. Аналогічний тренд з кінця минулого століття спостерігається й у поглядах російських учених (див., наприклад, [Слабунов, 2005; Геодинамика ..., 2017]).

Суть альтернативного підходу сконцентрована в одній невеликій фразі О.І. Слензака, який досліджував породи гранулітового комплексу Побужжя, в тому числі району Гайворон—Завалля [Слензак, 1965, с. 5]: «Смугастість і пластова форма залягання порід фундаменту викликані процесами метаморфічної диференціації речовини первинної земної кори в умовах переважно тангенціального (бічного) стиснення, яке веде до крутого падіння порід, що дає змогу розглядати щит як вертикально-шарувате середовище».

Здавалося б, цитоване твердження стосується лише смугастості і пошарової форми залягання архейських гірських порід, але насправді такий погляд містить багато результатів проведених в останні півстоліття в усьому світі польових спостережень і експериментів. Вони розглянуті в публікації [Гинтов та ін., 2020], тому нижче наведені у тезовій формі.

1. Тектонофізичне вивчення парагенезисів структурно-текстурних елементів (СТЕ) гірських порід УЩ показало, що ці парагенезиси відображають переважно горизонтальне стиснення або розтягнення (набагато рідше) земної кори [Гинтов, 2005].

2. Тектонофізичні дослідження [Гинтов, 2014] (що виходить з ізотопно-геохронологічних даних [Степанюк, 2000; Щербак и др., 2008; Лобач-Жученко и др., 2014; Пономаренко та ін., 2018]) засвідчують, що розглянуті СТЕ сформувалися в архей—ранньому протерозої близько $3,4\text{—}3,2$; $2,7$; $2,0 \pm 0,3$ млрд років тому, хоча вік («час народжен-

ня») гранулітового комплексу Середнього Побужжя з огляду на U-Pb вік окремих зерен циркону [Щербак и др., 2005] становить 3,65—3,78 млрд років, тобто еоархейський. Вік гранулітових комплексів Канадського і Західноавстралійського щитів також еоархейський [Stern, Bleeker, 1998; Bowring, Williams, 1999; Chen, Wyche, 2001; Hamilton, 2007; Van Kranendonk et al., 2008; Chen, Wyche, 2001; Cavosie et al., 2007; Valley et al., 2014], але ці комплекси зазнали як мінімум триразових метаморфічних перетворень [Myers, 1990; Hamilton, 2007] між 3,7 і 1,6 млрд років тому «з повним руйнуванням їх вивержених або осадових текстур» [Chen, Wyche, 2001].

3. Обидві ці тези не залишають сумніву в правильності думки О.І. Слензака, принаймні щодо побужзького гранулітового комплексу як вертикально-шаруватого середовища, утвореного під дією тангенціальних сил. Щоправда, автор на той час, мабуть, не мав даних щодо метаморфічної переробки архейського фундаменту в протерозої.

4. Механізм формування спостережуваних нині СТЕ порід гранулітового комплексу пов'язаний не з послідовним ритмічним нашаруванням вулканітів і осадов, яке відбувалося в археї, і збереженням відносноного положення товщ у розрізі при подальшому їх метаморфізмі, а з трансформацією (в умовах метаморфізму гранулітової і високої амфіболітової фацій) сил тангенціального стиснення в деформації простого (в основному) і чистого зсуву. Останні зумовлюють переміщення речовини на атомарно-молекулярному (з мінеральним перетворенням порід) і гірських мас на регіональному рівнях. Унаслідок цього утворюються нові СТЕ, які накладаються, але частіше стирають (рис. 3) структурну тканину порід колишнього етапу деформації [Чередниченко, 1964; Гинтов, Исая, 1988; Chen, Wyche, 2001; Wilde, 2001; Hamilton, 2007; Лукієнко та ін., 2007]. У статті [Hamilton, 2007] наведено приклади гнейсів і мілонітизованих мігматитів, які утворилися в результаті динамометаморфізму порід ТТГ формації й належать до нижньої кори. Вони є фундаментом зеленікам'яних відкладів.

Щодо безпосередньо району досліджень цікаво навести думку міжнародного колективу геологів [Лобач-Жученко и др., 2014], які вивчали петрохімію, вік та етапи деформації порід гранулітового комплексу Гайворон-Заваллівської ділянки в районі с. Хащувате і смт Завалля (Одеський кар'єр): «Відмінною особливістю цих етапів деформацій є розвиток крутої (місцями до вертикальної) мінеральної і агрегатної лінійності. Це вказує на широкий прояв тут процесів пластичної зсувної течії з утворенням серії зсувних зон (shear zones) з високим ступенем деформації, коли всі лінійні елементи в процесі деформації переорієнтовуються вздовж напрямку зсувної течії. Наслідком цих процесів є дві особливості будови супракрустальних порід: 1) спостережувана потужність окремих прошарків, у тому числі метаморфізованих осадових порід, не відповідає їх первісній потужності, 2) субширотне орієнтування контактів прошарків і внутрішніх структур відображає динамічні умови накладених структурно-мета-

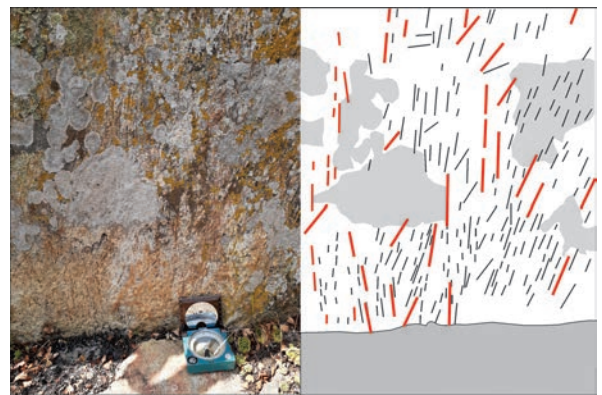


Рис. 3. Двоетапне формування сланцюватості ендербіто-гнейсів (штрихи представлені витягнутими зернами Qtz, Bt, Pl, Am, Hyn), накладеної на давніші структурно-тектонічні елементи, що не розпізнаються. Правий беріг р. Південний Буг у районі смт Солгутове (точка 4 на рис. 6).

Fig. 3. Two-stage formation of enderbite-gneisses shaleness (striae are represented by elongated grains Qtz, Bt, Pl, Am, Hyn), superimposed on older STE (structural textural elements or foliation and lineation in English literature classification) that are not identified. The right bank of the Southern Bug River near the Solgutove village (point 4 in Fig. 6).

морфічних етапів; лінзоподібна форма осадів і уривчастість окремих горизонтів вказує на іншу вихідну орієнтацію порід. На окремих ділянках розвитку гнейсо-ендербітів, слабко змінених пізньоархейськими і палеопротерозойськими ендегенними процесами, збереглися структури ранішого етапу деформації, які представлені мігматитовою смугастістю і сланцюватістю та мають північно-західне і субмеридіональне простягання» [Лобач-Жученко и др., 2014, с. 3].

5. Тангенціальні сили і зсувні переміщення гірських мас на глибинному рівні гранулітової та високої амфіболітової фацій ведуть до формування зсувної складчастості і дуг підвертання [Гинтов, Исай, 1988; Гинтов, 2005]. Складки цього типу характеризуються крилами і шарнірами субвертикального падіння, тому їх замки добре розпізнаються в горизонтальних зрізах (рис.4), а у вертикальних фіксується зазвичай круте моноклінальне залягання СТЕ гірських порід. У таких складках, як відомо, визначити відносне положення шарів (нормальне або перевернуте) практично неможливо.

Головною ознакою складки за крутого залягання її крил є наявність замка, а за щільної шаруватості, характерної для високометаморфізованих комплексів, — наявність серії вкладених один в одній замків (див. рис. 4). Однак у книзі [Бобров и др., 2010] наведено два десятки фотографій відслонень порід гранулітового комплексу УЩ, на яких бачимо субвертикальні стінки, але не спостерігаємо складок і їх замків, а лише розпізнається моноклінальне круте падіння шаруватості і смугастості. На побудованих вертикальних розрізах (див. рис.2) передбачувані замки складок показані тут набагато вище («в повітрі») або набагато нижче поверхні кристалічного фундаменту, але не поблизу неї, що звичайно ж ніколи і ніким не може бути підтверджено. Якби складки порід гранулітового комплексу у вертикальних зрізах були б подібні зображенням на рис. 4 або закартованим за геофізичними даними, то замки таких складок фіксували б на будь-якому рівні зрізу у вигляді субгоризонтальних чи Λ-, V-подібних СТЕ. У вертикальних зрізах до-



Рис. 4. Складки біотит-гіперстенових плагіогнейсів і двопіроксенових кристалосланців на горизонтальних зрізах виходів порід побузького гранулітового комплексу. Лівий беріг р. Південний Буг на південній околиці с. Хашчувате.

Fig. 4. Folds of biotite-hyperstin plagiogneiss and two-pyroxene crystal shales on horizontal sections of rock outcrops of the Pobuzh granulite complex. The left bank of the Southern Bug River on the southern outskirts of the Khashchuvate village.

сліджуваного району СТЕ мають моноклінальне круте падіння (див. далі).

Втім не лише на фотографіях горизонтальних площин відслонень, а й на геофізичних картах можна бачити досить великі, іноді однокрилі складки, прилеглі до розломів у вигляді структур підвертання або складок волочіння (див. [Гинтов та ін., 2020, рис. 9]). Це вказує на превалювання горизонтальних сил і горизонтальних рухів (так званої «горизонтальної тектоніки», за В.Ю. Хаїним) при формуванні ранньопротерозойської структури гранулітового комплексу УЩ, яка спостерігається нині.

6. Фізичне моделювання зсувних зон, яке доповнюється польовими спостереженнями, зазвичай дає змогу встановити їх внутрішню структуру — типи СТЕ — у масштабі окремої досить вузької зони сколювання. В свою чергу, фізичне моделювання засвідчує також те, що зони розломів різко роз-

ширюються з глибиною. Польові тектонофізичні дослідження в межах гранулітових блоків УЩ показали [Нечаев и др., 2019а], що ширина зсувних зон тут може досягати 20—25 км. Це означає, що ділянки розвитку гранулітових комплексів, які перетинаються густою мережею таких зон, зокрема ділянка Гайворон—Завалля, можна розглядати як площі практично суцільного розвитку СТЕ зон зсуву.

Наведений альтернативний підхід розглянуто на прикладі Гайворон-Заваллівської ділянки, структура якої багато в чому зумовлена динамометаморфічними процесами в декількох великих зонах зсуву (розломах) — Гайворонській, Заваллівській, Берестягівській, Кам'янській та ін. (див. рис. 1), а також впливом Бандурівської інтрузії базитів—ультрабазитів (рис. 5, а). Ділянка охоплює лівий і правий береги Південного Бугу на південь від м. Гайворон між селами Солгутове, Соломія, Бугове, Хашувате, Казавчин, Салькове, смт Завалля (див. рис. 1; 5, б; 6). Тектонофаціальні [Лукиєнко та ін., 2006, 2007; Сухорада та ін., 2008; Решетник, 2013] і тектонофізичні [Мичак, 2018; Гинтов и др., 2018; Нечаев и др., 2019б; Гинтов та ін., 2020] дослідження були виконані тут на 50 виходах докембрійських гірських порід. Оскільки отримані матеріали не суперечать один одному, відрізняючись лише деякими особливостями термінології (реологія/зсувна деформація), в подальшому зупинимося на результатах тектонофізичних і магнітометричних досліджень останніх років, які ще не були опубліковані.

Ділянка досліджень перетинає відому Бандурівську геологічну і геофізичну структуру по р. Південний Буг, геологічна будова і геофізичні поля якої докладно описані у публікаціях [Довгань та ін., 2006; Решетник, 2013; Ентин и др., 2015; Кутас и др., 2018; Нечаев и др., 2019б; Гинтов та ін., 2020]. Природу цієї структури пов'язують із локальним виходом на поверхню порід середньої і нижньої кори — гайворонського чарнокітендербітового комплексу, а також мантійною інтрузією базитів. Хоча, за уявленнями В.П. Кирилюка, як уже згадувалося, це «синклінорій» порід побузького комплексу.

Геомагнітні дослідження. Для виявлення структурних особливостей розрізу земної кори та виокремлення різних комплексів порід у районі досліджень за стандартною технологією [Орлюк та ін., 2018] було розроблено карту аномального магнітного поля ΔB (див. рис. 5, а) та його локальної складової $\Delta B_{\text{лок}}$ (див. рис. 5, б), отриманої як різниця між вихідним полем та осередненим полем з коміркою 1500×1500 м: $\Delta B_{\text{лок}} = \Delta B - \Delta B_{1500 \times 1500}$.

Насамперед зауважимо, що характер як аномального геомагнітного поля, так і його локальної складової вказують на надзвичайно складний їх характер. У вихідному полі в центральній частині Бандурівської структури чітко виділяється овалоподібний мінімум магнітного поля, який оконтурюється локальними інтенсивними аномаліями «дайкоподібної» форми (див. рис. 5, а). На карті локальних аномалій геомагнітного поля чітко розпізнаються аномалії кільцевої, овало-, дуго-, підково- та дайкоподібної форми (див. рис. 5, а), які, на перший погляд, мають хаотичну форму поширення, але, як показано в подальшому, вони досить добре узгоджуються з розломами, розломними зонами та внутрішньою будовою верхньої частини розрізу земної кори Бандурівської структури. Висока інтенсивність та незначні поперечні розміри, а також інтенсивні мінімуми локальних аномалій засвідчують значну намагніченість порід і малі глибини залягання їх нижніх кромки.

Польові магнітометричні спостереження. З метою деталізації структури геомагнітного поля на ділянці від м. Гайворон до смт Завалля уздовж р. Південний Буг виконані вимірювання модуля індукції геомагнітного поля B на 5 профілях, максимально наближених до місць тектонофізичних спостережень (див. рис. 6, с. 54). Спостереження були ускладнені через щільну забудову поблизу річки в межах населених пунктів.

Магнітне знімання проводили з використанням протонного магнітометра ММП-203 (точність ± 2 —5 нТл) кроком 25 м і менше з прив'язкою на місцевості координат пунктів спостережень GPS-приймачем. За результатами знімання в кожній точці бу-

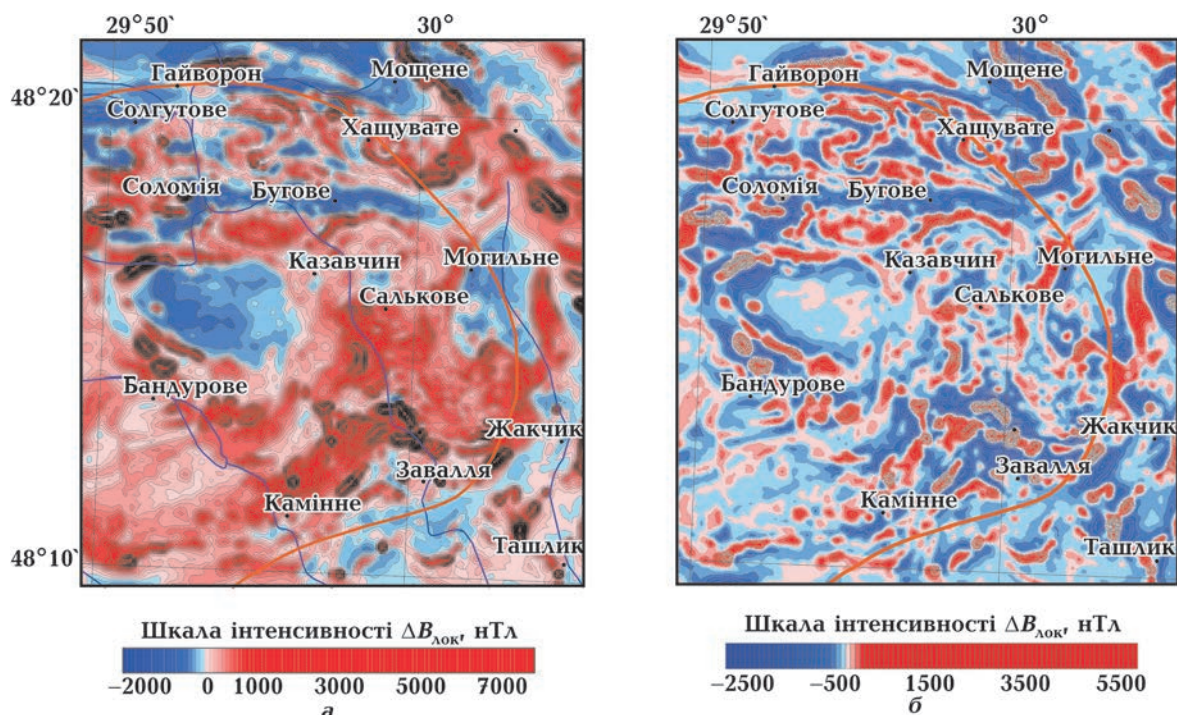


Рис. 5. Карта аномального магнітного поля ΔB (а) і його локальної складової $\Delta B_{\text{лок}}$ (б) району досліджень. Контур Бандурівського максимуму сили тяжіння (інтенсивністю >40 мГал) показано коричневою лінією. Шкала інтенсивності геомагнітного поля — в нанотесла.

Fig. 5. Map of the anomalous magnetic field ΔB (a) and its local component ΔB_{loc} (б) of the research area. The brown line is contour of the Bandura gravity maximum (intensity >40 mGal). Geomagnetic field intensity scale is in nanoteslas. The yellow line is the tectonophysical and magnetometric routes (see Fig. 6).

ли отримані абсолютні значення модуля індукції магнітного поля B з урахуванням варіацій геомагнітного поля за даними магнітної обсерваторії «Димер». Аномальне магнітне поле уздовж профілів було отримано як різниця між абсолютними значеннями B і величиною нормального поля B_0 ($\Delta B = B - B_0$). Нормальне поле обчислено на епоху 2020 року за моделлю IGRF (<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/#igrfgrid>). За значеннями аномального магнітного поля ΔB уздовж профілів побудовано графіки з використанням програм Excel і карт Surfer методом інтерполяції Inverse Distance to a Power з кроком 25 м за широтою та довготою. Природньо, що аномальне магнітне поле зумовлене суперпозицією полів від джерел різного рангу, включно з регіональними. Для позбавлення від цього фону в межах окремих профілів рівень поля був змінений

на 500—750 нТл. У програмі Excel поле на графіках уздовж профілів вимірювання було згладжено лінійною фільтрацією даних з вікном 50 м.

Магнітне моделювання уздовж профілів виконано в 2,5—3-вимірному варіантах за стандартною технологією з використанням сучасного програмного забезпечення [Коваленко-Завойський, Іващенко, 2006]. З огляду на відсутність інформації стосовно співвідношення величин індуктивної (I_i) та залишкової (I_n) намагніченості порід магнітне моделювання виконано шляхом розрахунку сумарної намагніченості, напрямом якої збігається з вектором сучасного геомагнітного поля.

Результати магнітометричних спостережень та побудованих на їх підставі графіків і карт аномального магнітного поля, а також розроблених магнітних моделей

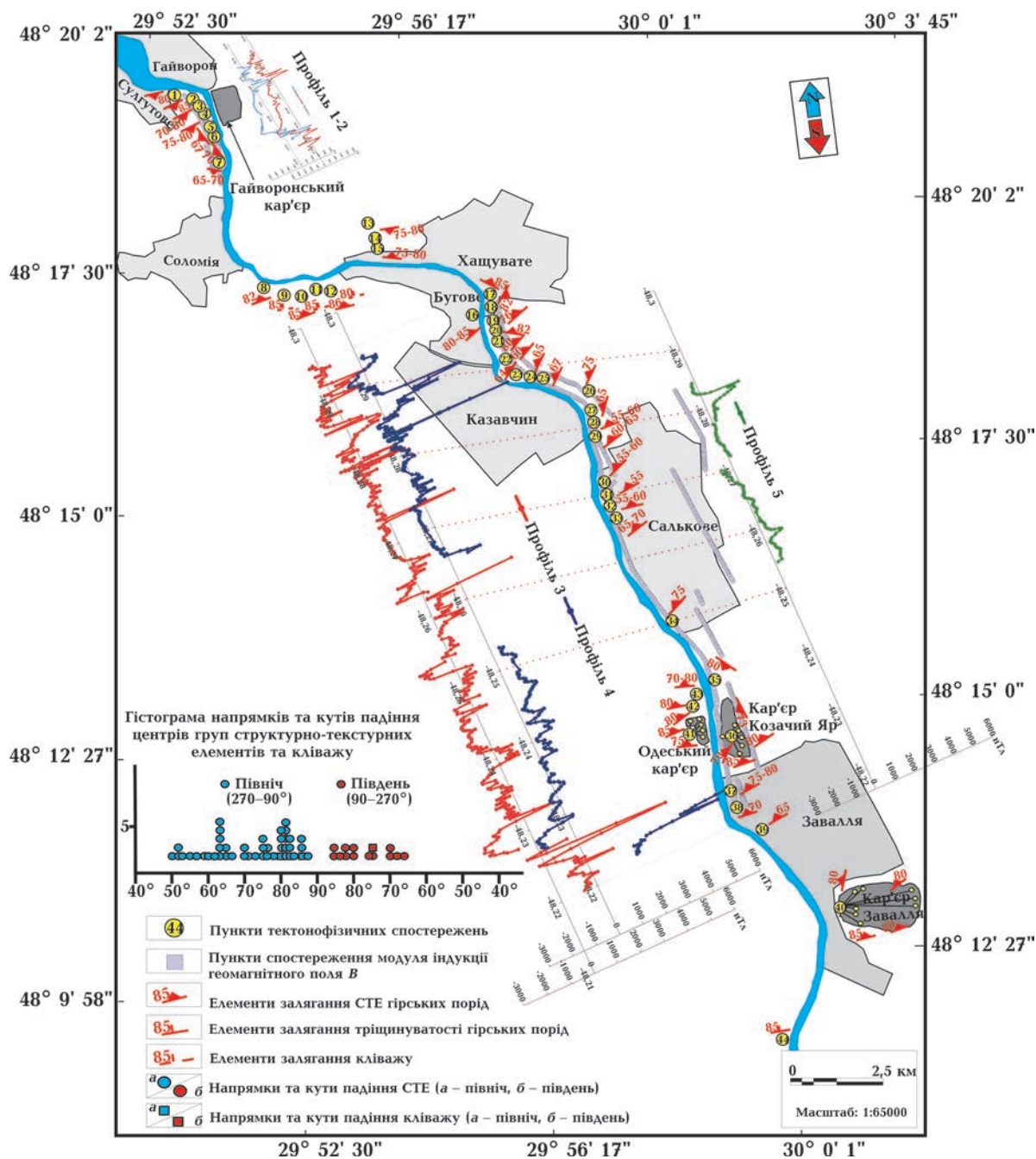


Рис. 6. Результати тектонофізичних і магнітометричних досліджень уздовж р. Південний Буг на ділянці Гайворон—Завалля. Магнітометричні маршрути показано товстими сірими лініями. Графіки модуля індукції геомагнітного поля B : червоний колір — належать до маршрутів, найближчих до річки, інші — до віддалених.

Fig. 6. Results of tectonophysical and magnetometric studies along the Southern Bug River in the section Gaivoron—Zavallya. Magnetometric routes are shown by thick gray lines. Graphs of the modulus of induction of the geomagnetic field B : red refer to the routes closest to the river, others — to the farthest.

верхньої частини земної кори уздовж профілів зображено на рис. 6—13.

З метою дослідження будови верхньої ча-

стини розрізу земної кори та для з'ясування форми магнітних джерел і їх намагніченості побудовано магнітні моделі за даними про-

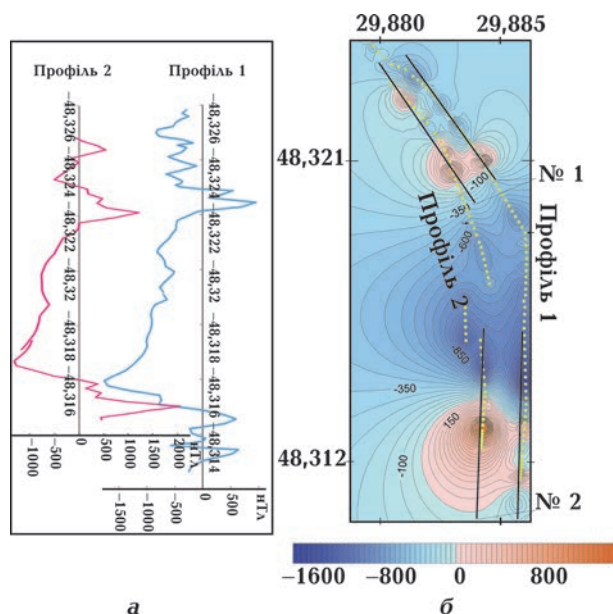


Рис. 7. Зіставлення графіків ΔB уздовж профілів 1 і 2 (а) і карта аномального магнітного поля ΔB Гайворон (б), побудована за результатами магнітометричних вимірювань у 2020 р. На карті цифрами винесені пари профілів 1, 2, за якими розраховано магнітну модель (б).

Fig. 7. Comparison of graphs ΔB along 1 and 2 profiles (a). Map of the anomalous magnetic field ΔB Gaivoron (b), built agree results of magnetometric measurements in 2020. The pairs of profiles 1, 2 are represented by numbers on the map, according to which the magnetic model (b) was calculated.

філів 1—5. Згідно з результатами інтерпретації при моделюванні нахил вектора намагніченості більшості джерел задавали близьким до субвертикального (70°), а схилення — до сучасного ($6,5^\circ$). Магнітну модель розраховано з урахуванням фоновго джерела з намагніченістю $0,15$ А/м (граніто-гнейси і гранітоїди побужзького та бердичівського комплексів).

Першим розглянемо будову земної кори в районі м. Гайворон, де виконані магнітометричні вимірювання за профілями 1 і 2 (див. рис. 7—9).

У магнітній моделі в межах профілю 1 (рис. 7) північно-західного простягання (рис. 8, а, б) виділено 6—7 магнітних джерел. Глибини залягання верхніх кромек джерел моделі — перші метри і перші десятки метрів (джерело 8 виходить на земну поверхню),

з їх нижнім обмеженням на глибинах 50—300 м. Подібність джерел 2, 3 (рис. 8, а) з $I_i = 3,5$ А/м і джерел 8, 9 (рис. 8, б) з $I_i = 2,8$ А/м за результатами моделювання дає змогу припустити, що вони створені одним тілом піроксенових кристалосланців. Ці породи, можливо, представлені джерелами 5, 6 з $I_i = 2,5$ і $2,15$ А/м. Джерела 4, 11—13 з $I_i = 1,3$ і $1,5$ А/м, за даними [Решетник, 2013], можуть відповідати піроксеновим гнейсам.

Магнітна модель у межах профілів 2 (див. рис. 7) меридіонального простягання має 2—3 магнітні джерела (рис. 9, а, б). Глибини залягання верхніх кромек джерел моделі становлять перші метри і перші десятки метрів (джерело 11 виходить на земну поверхню), з їх нижнім обмеженням на глибинах 280—300 м. Джерела мають форму трапеції з круто і похило падаючими гранями. Подібність за фізичними властивостями і формою тіл мають джерела 8 і 10 з $I_i = 4,5$ і $7,5$ А/м, такий інтервал намагніченості можуть мати залізисті кварцити. Проте, згідно з формою тіла 8, залізисті кварцити можуть

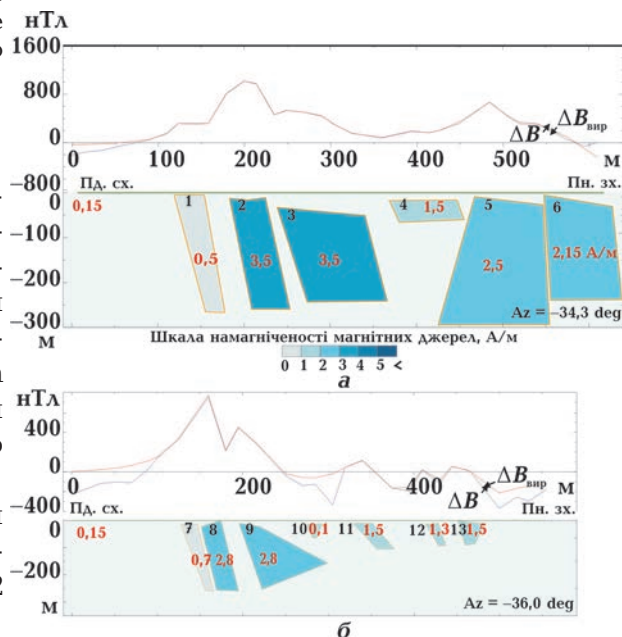


Рис. 8. Зіставлення графіків $\Delta B_{\text{спост}}$ і $\Delta B_{\text{розра}}$ з магнітними неоднорідностями на профілях 1.

Fig. 8. Comparison of graphs $\Delta B_{\text{observed}}$ and $\Delta B_{\text{calculated}}$ with magnetic inhomogeneities on profiles 1.

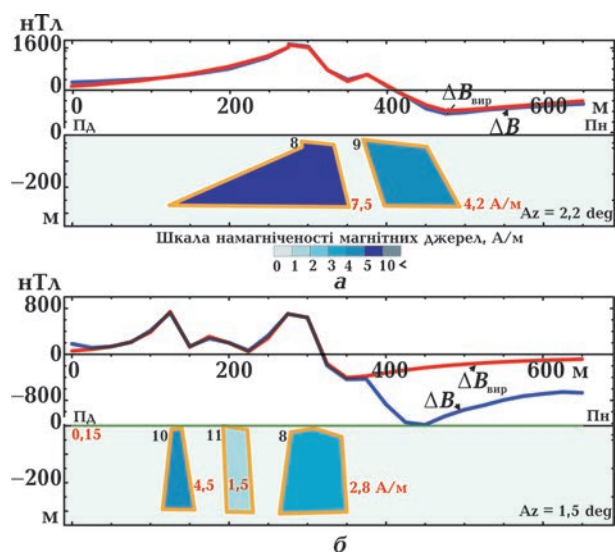


Рис. 9. Зіставлення графіків $\Delta B_{\text{спост}}$ і $\Delta B_{\text{розн}}$ з магнітними неоднорідностями на профілях 2.

Fig. 9. Comparison of graphs $\Delta B_{\text{observed}}$ and $\Delta B_{\text{calculated}}$ with magnetic inhomogeneities on profiles 2.

займати незначну площу серед більш поширених магнетит-гіперстенових кристалосланців. Джерела 12 і 9 з $I_i = 2,8 - 3,5$ А/м можуть бути пов'язані з грубозернистими піроксеновими кристалосланцями [Решетник, 2013].

Магнітометричні вимірювання за профілями 3—5 (див. рис. 6, 10—13) виконано в районі населених пунктів Хашчувате—Салькове—Завалля. Магнітні моделі побудовано по парах профілів 3а, 3б (рис. 11), 4а, 4б (рис. 12) і 5а, 5б (рис. 13).

За результатами моделювання в межах профілів 3 (рис. 11, а, б) меридіонального простягання виділено від 3 до 7 магнітних джерел. Глибини залягання верхніх кромек джерел моделі становлять перші метри з їх нижнім обмеженням на глибині 50—250—300 м. Бічні грані джерел здебільшого мають субвертикальне падіння. Намагніченість становить від 0,4 до 2,5 А/м.

Відповідно до геологічної [Довгань, 1989] та структурно-петрофізичної карт (див. рис. 1), а також експериментальних досліджень магнітних властивостей зразків із відслонень [Решетник, 2013], на фоні вмисних порід виділено джерела (2, 3, 6, 8) з намагніче-

ністю 0,4—0,7 А/м, які можуть бути пов'язані з гнейсами і гранітогнейсами, а більш магнітні джерела 1, 4 (див. рис. 11, а) — з чергуванням (перешаровуванням) гнейсів і кристалосланців, джерела 1—3 (див. рис. 11, б), можливо, пов'язані з гіперстеновими гнейсами.

Магнітна модель у межах профілів 4а і 4б північно-західного простягання налічує три магнітні джерела на першому профілі та чотири — на другому профілі (рис. 12, а, б). Глибини залягання верхніх кромек джерел моделі становлять перші метри і перші десятки метрів з їх нижнім обмеженням на глибинах 200—250 м. Джерела мають форму спарених трапецій з похило падаю-

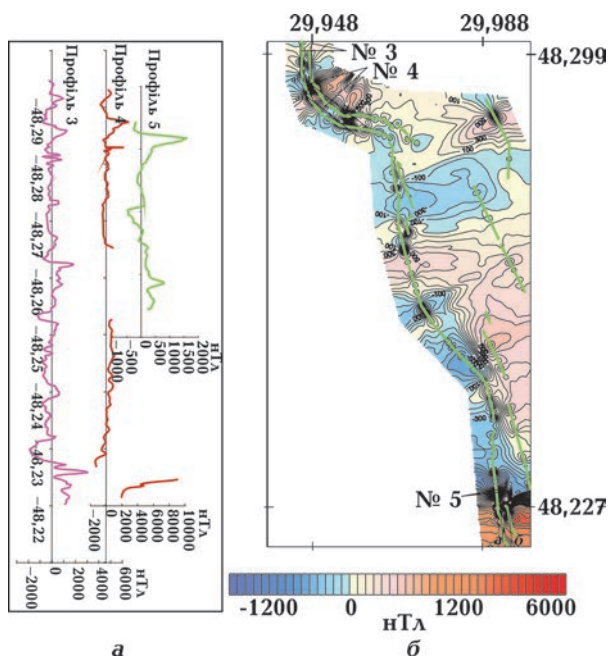


Рис. 10. Зіставлення графіків ΔB , уздовж профілів 3—5 на ділянці Хашчувате—Салькове—Завалля (а) і карта магнітного поля ΔI_n ділянки Хашчувате—Салькове—Завалля, побудована за результатами магнітометричних вимірювань у 2020 р. (б). На карті цифрами винесені пари профілів 3—5 розрахованих магнітних моделей.

Fig. 10. Comparison of graphs ΔB , along profiles 3, 4 and 5 on the section Khashchuvate—Salkove—Zavallia (a). The map of the magnetic field ΔI_n the section Khashchuvate—Salkove—Zavallia was built based on the results of magnetometric measurements in 2020 (b). The map shows the pairs of profiles 3—5 of the calculated magnetic models.

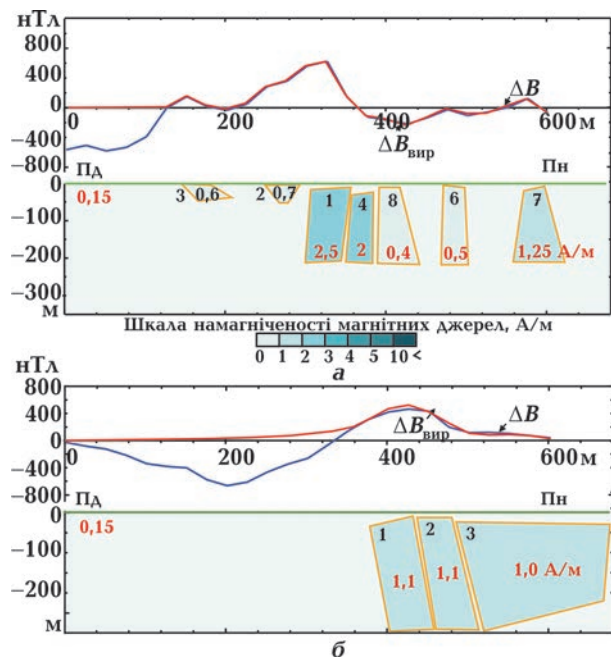


Рис. 11. Зіставлення графіків $\Delta B_{\text{спост}}$ і $\Delta B_{\text{розра}}$ з магнітними неоднорідностями за профілями 3а і 3б.

Fig. 11. Comparison of graphs $\Delta B_{\text{observed}}$ and $\Delta B_{\text{calculated}}$ with magnetic inhomogeneities on the profiles 3a and 3b.

чими бічними гранями. Трапеції з джерел 6, 7 у межах профілів 4а і 4б з намагніченістю I_i від 5,0—6,5 до 10,0 А/м напевно відображають одні й ті самі джерела (див. рис. 12, а, б). Вони розміщуються в межах магнітної аномалії з інтенсивністю 1800 нТл північно-східного простягання (див. рис. 9, б) і, можливо, пов'язані з наявністю смуг залізистих кварцитів [Решетник, 2013]. Таку саму природу напевно мають джерела 4, 5 у південно-східній частині профілю з намагніченістю I_i 5 і 9,75 А/м, які відображаються в магнітному полі аномалією з інтенсивністю 2400 нТл. Джерело 5 з намагніченістю I_i 2,5 А/м може бути представлено кристалосланцями.

Магнітна модель в межах профілів 5а, 5б меридіонального простягання налічує чотири магнітні джерела на першому (рис. 13, а) та два на другому профілях (рис. 13, б). Глибини залягання верхніх кромek джерел моделі варіюють від перших метрів до пер-

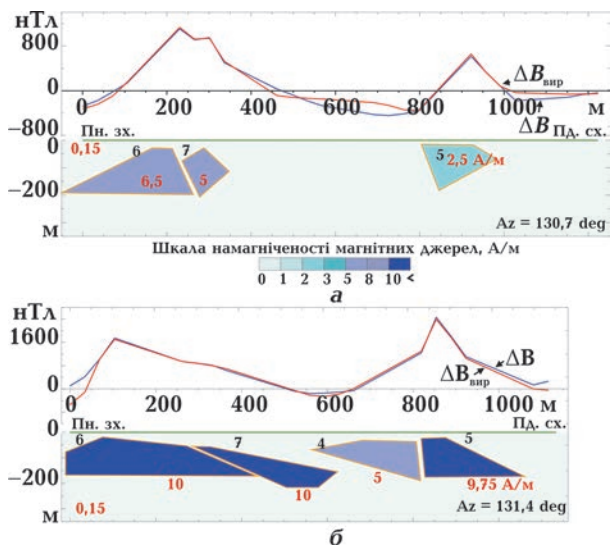


Рис. 12. Зіставлення графіків $\Delta B_{\text{спост}}$ і $\Delta B_{\text{розра}}$ з магнітними неоднорідностями за профілями 4а, 4б.

Fig. 12. Comparison of graphs $\Delta B_{\text{observed}}$ and $\Delta B_{\text{calculated}}$ with magnetic inhomogeneities on the profiles 4a, 4b.

ших десятків метрів (джерело 8 виходить на земну поверхню) з їх нижнім обмеженням на глибинах 300—1100 м. Здебільшого джерела мають форму трапеції з круто і похило падаючими бічними гранями. У магнітному полі вони розміщуються в зоні високоінтенсивної магнітної аномалії (до 6400 нТл) (див. рис. 10, б) субширотного простягання. При дослідженні геомагнітного поля на цій ділянці його неможливо було виміряти через великі просторові градієнти. Згідно з результатами моделювання джерел 8—10 з I_i 7,5; 5,5 і 5 А/м (див. рис. 13, а), а також джерел 8, 9 з I_i 18,5 і 10 А/м (див. рис. 13, б), вони можуть бути пов'язані з наявністю тут евлізитів.

Аналіз намагніченості порід, отриманих на підставі розроблених магнітних моделей, добре узгоджується з їх величинами, отриманими на основі експериментальних досліджень і вимірів польовим капометром на відслоненнях (див. таблицю).

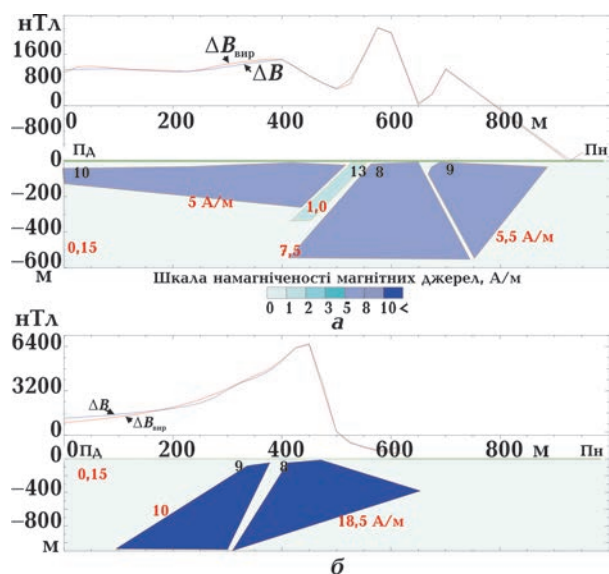


Рис. 13. Зіставлення графіків $\Delta B_{\text{спост}}$ і $\Delta B_{\text{розн}}$ з магнітними неоднорідностями за профілями 5а, 5б.

Fig. 13. Comparison of graphs $\Delta B_{\text{observed}}$ and $\Delta B_{\text{calculated}}$ with magnetic inhomogeneities on profiles 5a, 5b.

Отже, отримані геометричні параметри магнітних джерел близькі до істинних і можуть використовуватися для структурних побудов. Згідно з аналізом даних геомагнітного поля та результатів моделювання можна зробити такі висновки.

Насамперед слід зауважити, що «геомагнітний» фон характеризується значними від'ємними значеннями геомагнітного поля і, відповідно, майже немагнітним вмісним середовищем у верхній частині розрізу земної кори, що, відповідно до матеріалів [Орлюк, 2000; Орлюк, Пашкевич, 2012], є типовим для порід, які сформовані в умовах їх суттєвого стиснення в межах субдукційної зони літосфери Землі.

Форма джерел магнітних аномалій дайко- та трапецієподібного вигляду та їх субвертикальні або слабо нахилені бокові контакти у зв'язку з приуроченістю до розломів і розломних зон вказують на значну латеральну неоднорідність верхньої частини розрізу земної кори та збільшення потужності розломів і розломних зон з глибиною.

Якісний аналіз характеру геомагнітного поля за картою структурно-тектонічних елементів демонструє чітке виокремлення апікальної частини Бандурівської структури мінімумом магнітного поля та його оконтурювання ланцюжком локальних інтенсивних аномалій (див. рис. 5 і 14). Такий тип поля спостерігається і на сході території дослідження, де мінімумом поля виокремлюються плагіогнейси амфібол-біотитові та граніти побузького типу. Більша частина локальних джерел різних форм та напрямків простягання тяжіє до розломів та розлом-

Зіставлення фізичних властивостей порід верхньої частини земної кори за експериментальними даними та результатами моделювання

№ п/п	Назва порід	Намагніченість, А/м		
		мінімальна	максимальна	модельна
1	Грубоуламкові піроксенові кристалосланці	2,77	5,8	2,8; 3,5; 4,2
2	Піроксенові гнейси	0,28	1,55	1,3—1,5
3	Залістисті кварцити	3,5	11,5	4,5—10; 18,5
4	Гнейси, гранітогнейси	0,3	0,9	0,4—0,7
5	Чергування гнейсів та кристалосланців	0,305	2,6	2—2,5
6	Гіперстенові гнейси	0,43	1,6	1
7	Гіперстенові кристалосланці	0,81	3,19	2,5



Рис. 14. Схема зіставлення локальних магнітних аномалій з картою структурно-тектонічних елементів. Умовні позначення див. на рис. 1. Локальні геомагнітні аномалії зображені рожевим кольором.

Fig.14. Scheme of comparison of local magnetic anomalies with the map of structural-tectonic elements. Symbols see in Fig. 1 and 6. The pink color is local geomagnetic anomalies.

них зон, але потрібно зауважити, що безпосередньо розломи, які виходять на поверхню фундаменту, характеризуються мінімумами магнітних аномалій, а максимуми належать до їх крайових частин. Крім того, аномалії складної форми (підково-, дуго- та овалоподібні) приурочені зазвичай до вузлів перетину розломів різних простягань (див. рис. 14). Це можна бачити на прикладі

перетину Гайворонської (Хашуватської) зони розломів субширотного простягання з Кам'янською (меридіонального простягання) та розломом північно-західного розлому на сході території.

Гірські породи, що відслонюються в долині р. Південний Буг на ділянці Гайворон—Завалля, характеризуються високими і контрастними магнітними власти-

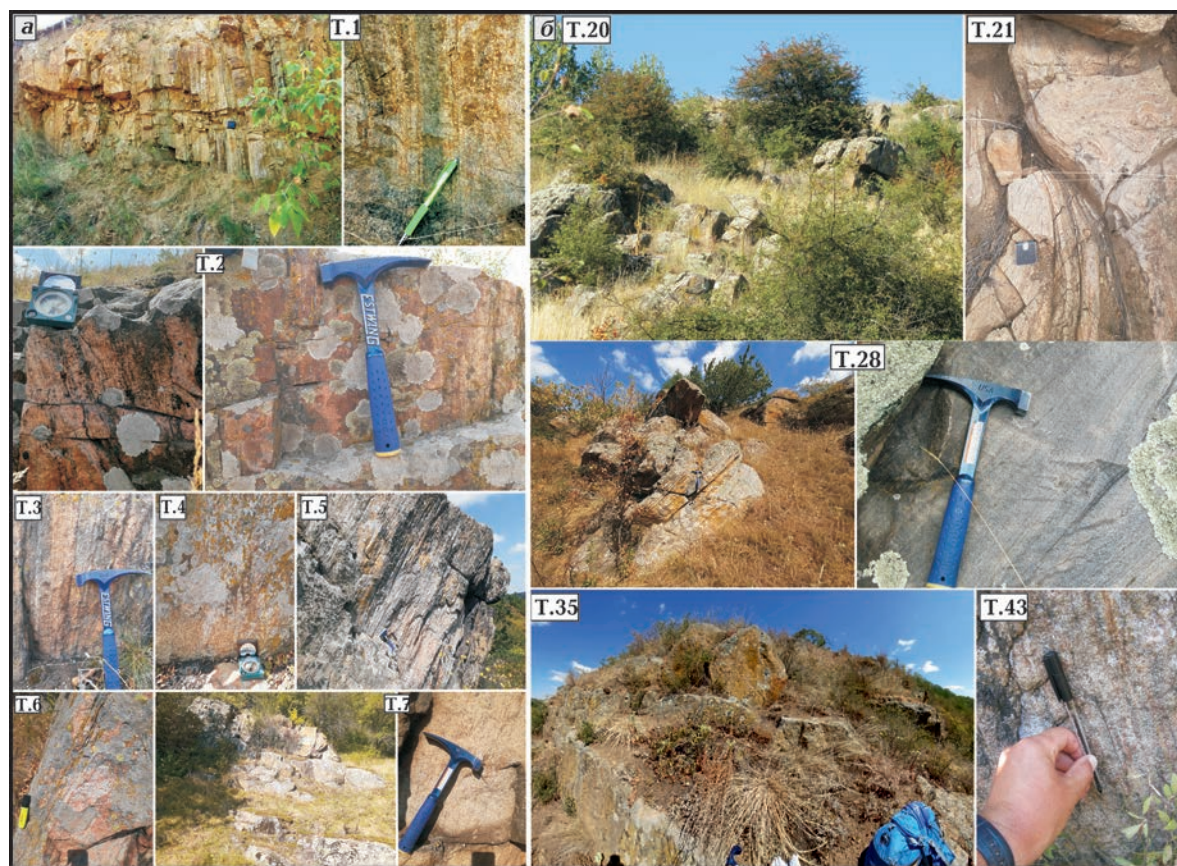


Рис. 15. Відслонення: *a* — ендербіто-гнейсів і двопіроксенових кристалосланців (темні смуги) на правому березі р. Південний Буг в районі сіл Солгутове—Соломія (див. точки 1—7 на рис. 6); у південній частині (точка 7) — перехід до кварц-гранат-двопольовошпатових метасоматитів Хашчуватської зони сколювання Гайворонської зони розломів; *б* — у межах ділянок виходу на поверхню ерозійного зрізу передбачуваних осьових площин складок, зображених на рис. 2; точки 20, 35, 43 — вертикальні зрізи, точка 21 — горизонтальний.

Fig. 15. Photo of outcrops of: *a* — enderbite-gneisses and two-pyroxene crystal shales (dark stripes) on the right bank of the Southern Bug River in the area of Solgutove—Solomiia (Vol. 1—7 in Fig. 6); in the southern part (Vol. 7) there is a transition to quartz garnet-two-feldspar metasomatites of the Khashchuvate chipping zone of the Haivoron fault zone; *б* — outcrop within the areas of exit to the surface of the erosion section of the proposed axial planes of the folds shown in Fig. 2. Points 20, 35, 43 — vertical sections, point 21 — horizontal.

востями за рахунок наявності магнетит-гіперстенових кристалосланців та евлізитів, що є характерною ознакою гайворонського (завалівського) гранулітового комплексу, який за магнітними властивостями належить до середньої та нижньої кори Побужжя. Форма локальних джерел геомагнітного поля дуже подібна до такої, що сформована «горизонтальною тектонікою», можливо в умовах їх пластичної деформації.

Невелика потужність, форма магнітних джерел та значна диференціація магнітних

властивостей порід верхньої частини розрізу земної кори можуть засвідчувати їх первинно-магматичне формування у вигляді масивів і дайок з подальшими метаморфічними перетвореннями в зонах розломів у межах горизонтального стиснення земної кори.

Тектонофізичні спостереження. У статті [Мичак та ін., 2018] наведено результати тектонофізичного вивчення верхньої частини земної кори ПГРР ділянки Гайворон—Завалля, виконаного в басейні верхньої і се-

редньої течії р. Південний Буг. Встановлено, що гірські породи на ділянці досліджень характеризуються досить чіткою структурно-текстурною анізотропією і густою тріщинуватістю. Згідно з термінологією, прийнятою в працях зі структурного аналізу гірських порід [Шевчук, Павлов 2003; Шевчук та ін., 2013], під час тектонофізичного вивчення ділянки Гайворон—Завалля автори виконували заміри елементів залягання політектонітів (від тектонічної брекчії до ультрамілонітів, від бластокатаклазитів до бластоультрамілонітів) і вторинних СТЕ—смугастості (мігматитової, гранітогнейсової), сланцюватості (деформаційної і кристалізаційної), кліважу, лінійності та тріщинуватості гірських порід, які, в основному, формувалися під впливом зсувних деформаційних режимів при субгоризонтальному положенні головних (максимального і мінімального) нормальних напружень [Мичак та ін., 2018].

Тектонофізичні дослідження структурних парагенезисів у широтних розломах і зонах сколювання показали, що СТЕ в зонах сколювання північно-східного простягання (Яланецька, Піщано-Жакчицька) формувалися в полях тангенціальних напружень: 1) σ_1 — 45° , σ_3 — 315° , σ_2 — \perp (лівий зсув); 2) σ_1 — $200^\circ/12^\circ$, σ_3 — $292^\circ/11^\circ$, σ_2 — $246^\circ/78^\circ$ (лівий зсув). Перше поле відповідає раніше виділеному західноінгулецькому етапу розломоутворення [Гінтов, 2014; Мичак та ін., 2018], за нашими даними ~2,45 млрд років тому, а друге — маньківському етапу віком $\leq 2,0$ млрд років [Мичак та ін., 2018; Ентин и др., 2019].

Відповідно до наведених даних, описаний вище деформаційно-метаморфогенний підхід підтверджується і теоретично, і фактологічно. Всі досліджені відслонення на ділянках виходу на поверхню осьових площин передбачуваних синкліналей і антикліналей (див. рис. 2) сфотографовано і повсюдно встановлено круте моноклінальне залягання СТЕ ендербіто-гнейсів, чорно-ендербітів, кристалосланців, кальцифірів, граніто-гнейсів, кварцитів. Мінімальний кут падіння 45° виявлено тільки в одному випадку (т. 28 на північній околиці с. Салькове, рис.

15, б). Замки складок відсутні, мінімальний кут падіння СТЕ у вертикальних зрізах — 60° , нахил на ділянці Хашувате—Завалля — всюди у північних румбах. Згідно з гістограмою (див. рис. 6), 70 % замірів дають кути падіння СТЕ від 70° до 90° , 25 % — не менше як 60° . Отже, правильність розрізу (див. рис. 2) структурно не підтверджується.

Гістограма (рис. 16) простягання СТЕ району досліджень засвідчує, що основне простягання СТЕ широтне (85 — 90°) і північно-східне (65°). Доволі широко поширені також простягання СТЕ 320° , 15° і 30° , які становлять кути 70 — 75° з основними простяганнями, що зазвичай відповідає співвідношенню L - і R' -сколів.

Дискусія. За наведеними матеріалами зроблено висновок, що стратигенно-метаморфогенний підхід не може бути основою вивчення ранньоархейських гранулітових комплексів. Він бере методологічний початок (як би не відмовлялися від цього його прихильники) від «... єдиного историко-геологического подхода к изучению докембрия по канонам фанерозойской стратиграфии»

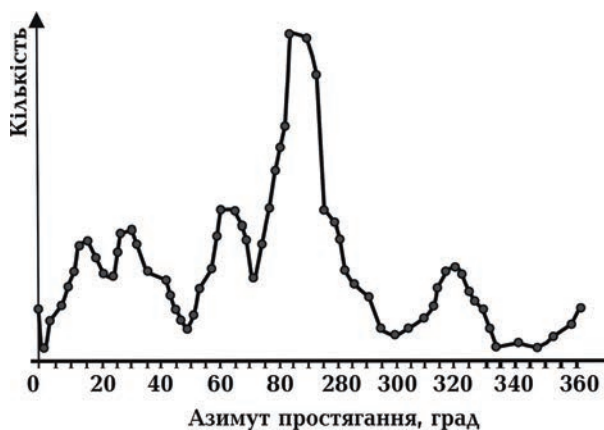


Рис. 16. Гістограма простягання структурно-текстурних елементів ендербіто-гнейсів, чорно-ендербітів, кристалосланців, кальцифірів, граніто-гнейсів, кварцитів Гайворон-Заваллівської ділянки Побузького гірничорудного району.

Fig. 16. Histogram of STE extension of enderbit-gneisses, black-enderbites, crystalline shales, calcifers, granite-gneisses, quartzites of Gaivoron-Zavallia section of Pobuzh mining district.

(виділено нами — авт.) и выборочным определением изотопного возраста реперных образований» [Негруца, 2011, с. 4]. Проте канони фанерозойської стратиграфії (закон Стено про нашарування та ін.) побудовані на дослідженні слабометаморфізованих товщ та їх антиклінально-синклінальної будови, тоді як при вивченні архейських гранулітових комплексів УЩ ми маємо справу з глибинною зсувною складчастістю і кілька разів переробленими пошарово-смугастою будовою та мінеральним складом гірських порід. Правий був І.Б. Щербачков (2005), вказуючи на те, що стратиграфічне розчленування Середнього Побужжя «має довгу і запутану історію».

Дійсно, немає на Середньому Побужжі товщ докембрійських гірських порід, які під час картування в масштабі 1 : 200 000 і 1 : 50 000 можна було трактувати б і корелювати однозначно й однаково. Навіть такі петрографічно яскраві товщі-світи, як кошаро-олександрівська і хащувато-завалівська, на віддаленні від їх однойменних стратотипічних розрізів іноді різними авторами підміняються одна одною через випадіння або зменшення потужності окремих горизонтів. Тому у статті [Гінтов та ін., 2020] при побудові карти Побузького гірничорудного району, фрагмент якої наведено на рис. 1, її автори відмовилися від виділення світ, обмежившись лише серіями і формаційною приналежністю гірських порід.

На жаль, геологічні карти кристалічного фундаменту УЩ, з нашого суб'єктивного погляду, досить швидко втрачають частину своєї інформативної цінності через значну частку суб'єктивізму при їх структурному і стратиграфічному наповненні. Антиклінорії і синклінорії, антикліналі і синкліналі, світи і горизонти — все це нічим не підтверджені елементи карт, на які в кінцевому підсумку мало хто звертає увагу. Для більшості дослідників становлять інтерес передусім речовинний склад і контури геологічних тіл, цифри ізотопного віку і металогенічне навантаження. Перспективнішим є підхід, який використовують при складанні геологічних карт УЩ на петрографічній або формаційній основі (в останньому ви-

падку без паралелізації формацій зі світами архейських утворень). Так, на геологічній карті УЩ масштабу 1 : 1 000 000 під редакцією М.П. Щербака і Д.Ф. Володіна [Геологическая ..., 1984] найточнішою є колонка 3 — «Речовинний склад», яка, починаючи з часу складання карти, ще довгі роки не зазнаватиме суттєвих змін. Між тим деякі назви світ і комплексів на картах масштабу 1 : 200 000 і 1 : 50 000 постійно змінюються.

Звісно, було б корисним звернутися до досвіду геологічного картування Північно-американського континенту за терейновим принципом, в основу якого покладено тектоніку плит, зони розломів і горизонтальні рухи [Jones et al., 1983; Хаин, Ломизе, 1995]. Для умов УЩ, де тектоніка плит ще не має загального визнання, терейновий принцип цікавий тим, що він дає можливість розглядати щит як колаж мегаблоків у вигляді самостійних тектонічних одиниць, не обов'язково пов'язаних спільною історією походження, початковим географічним положенням і одним типом земної кори. Разом з тим терейновий підхід потребує уважного і детального вивчення розломів як одного з основних об'єктів картування, на що неодноразово вказували автори цієї статті.

Автори не є ортодоксальними прихильниками початку дії механізмів плитової тектоніки з ео- та палеоархею. Однак наведені вище дані щодо впливу тангенціальних сил на тектонічні й породоутворювальні процеси (в комплексі з палеомагнітними, палеогеографічними, сейсмогеографічними даними) дають змогу зробити такий висновок: з початку палеопротерозою (а можливо, і з неоархею, що засвідчують дані різкого зростання континентів у період 2,8—2,7 млрд років тому [Condie, 2000; Слабунов, 2005; Dhuime et al., 2011; Roberts et al., 2015]), структура УЩ формувалася вже під дією плитотектонічних механізмів, дещо подібних до фанерозойських. Іншого механізму, що зумовлює сильні горизонтально-зсувні деформації та рухи земної кори, вчені ще не знайшли.

Разом з тим ділянки тонкої твердої кори підвищеної густини з'явилися ще в хадеї 4,3—4,2 млрд років тому, коли температу-

ра поверхні Землі за низького тиску впала значно нижче 950 °С. Інтенсивна тепловіддача потребувала активної конвекції приповерхневої мантії, внаслідок чого (а також бомбардування метеоритами) відбувалося перемішування корової та мантійної речовини — підняття плюмів і занурення корових блоків у мантію (так звана вертикальна тектоніка плит), тобто примітивна тектоніка плит могла вже діяти й тоді [Ernst et al., 2016]. Відкриті в конгломератах Західної Австралії детритові циркони первинної кори мають вік 4,2—4,3 млрд років [Baadsgaard et al., 1986; Cavosie et al., 2007], в ортогнейсах Акаста кратону Слейв (Канада) — також до 4,2 млрд років [Hamilton, 2007]. Проте порід такого віку практично (доказово) не знайдено, що є одним з аргументів на користь зникнення первинної кори через занурення її в мантію.

Земна кора, яку ми спостерігаємо нині, почала формуватися магматичним і хімічним шляхом близько 3,8 млрд років тому. Ця найдревніша для суперкрустальних порід дата, яку визнає більшість дослідників, встановлена при вивченні зеленокам'яного поясу Ісуа (південно-західна Гренландія), складеного метаморфізованими основними вулканітами (подушкові лави і брекчії, здебільшого перетворені в амфіболіти), тоналітовими ортогнейсами Амітсок — похідними ТТГ формації (протоліт — комплекс базальтів, коматітів та кременів або тоналітів), хемогенними джеспілітами та (в невеликому обсязі) деякими іншими метасадовими породами. Пояс розміщується вздовж зони розломів Івіннгуйт завширшки понад 25 км у полі розвитку середньоархейських граніто-гнейсів гранулітової фації [Nutman et al., 2007; Moore, Webb, 2013; Bennett, Nutman, 2014]. Вважають, що метаморфізм порід поясу відбувся в три етапи: 3,74; 3,69 і 2,8 млрд років тому [Rollinson, 2003].

На що вказують наведені дані для дискусії щодо гранулітового комплексу ділянки Гайворон—Завалля? Центральну частину цієї ділянки між с. Хащувате і смт Завалля займає, за В.П. Кирилюком, сальківська «світа» потужністю не менше 2 км (див. рис. 2) і віком 3,78 млрд років, що майже по-

вністю збігається з часом початку формування архейської кори. Однак її підстелюють, за автором, ще шість формацій-«світ» загальною потужністю близько 4—6 км. Якби це було так, то існував би «побузький феномен», подібний до «дорифейського феномену» Верхояно-Чукотської складчастої області [Жуланова, 2016], за якими початок формування сучасної континентальної кори потрібно було б відсунути у хадей, ігноруючи всі наукові дані ізотопної геохронології. Прибічники стратигенно-метаморфічного підходу також залишають відкритою нижню межу архею і замислюються над можливістю подовження віку Землі [Жуланова, 2016].

Розуміючи всі слабкі сторони методів геохронометрії (які постійно вдосконалюються), все ж потрібно зазначити, що деякі результати, одержані цими методами, визнають і їх прихильники, і критики (наприклад, згадані вже цифри 3,8 і 3,78 млрд років). Наведемо ще кількісно і методично обґрунтовану середню цифру віку 2,54 млрд років, визначену для цирконів з кварцитів смт Завалля (кошаро-олександрівська світа, відслонення «Біла Скеля») з урахуванням ізотопного складу гафнію [Шумлянський, 2012]. Якщо навіть брати під сумнів цю середню цифру, то максимальна цифра у вибірці становить $3,245 \pm 0,25$ млрд років, тобто менша за 3,78 млрд років, хоча кошаро-олександрівська світа «підстеляє», за В.П. Кирилюком, і сальківську, і хащувато-заваллівську товщі.

Насправді, нарощування однієї на одну у розрізі всіх архейських суперкрустальних гранулітових товщ, закартованих на поверхні, меншою мірою в межах УЩ, не має сенсу. Здебільшого такі товщі трапляються окремо, а якщо й закартовані поряд дві або три товщі, то зазвичай вони розділені розломами і зонами сколювання. Немає й свердловин, що перебурили б більш як дві товщі, не порушені і не обмежені розломами. Це бачимо й на прикладі Гайворон-Заваллівської ділянки: на картах і розрізах, складених Г.Г. Виноградовим, В.В. Кислюком та іншими дослідниками і наведених у публікаціях [Нечаев и др., 2019б, Гінтов

та ін., 2020], північна межа хащувато-заваллівської світи на контакті з ендербітогнейсами («сальківською світою») у Заваллівському кар'єрі є зоною розлому. Така сама зона розлому обмежує «сальківську світу» на півночі (див. рис. 2). Обидві зони є зсувами і в горизонтальній, і вертикальній площинах. Тому, які є підстави, крім суб'єктивних уявлень, підстеляти ендербітогнейси Бандурівської структури архейськими і ранньопротерозойськими супракрустальними товщами?

Висновки. 1. Гайворон-Заваллівська ділянка середньої течії р. Південний Буг є однією з найрепрезентативніших у межах Українського щита площ розвитку палео-еорархейських порід гранулітової фації метаморфізму, представлених суперкрустальними породами і чарнокітоїдами (ендербітогнейсами) віком 3,78—2,54 млрд років, що зазнали ультраметаморфічної, зокрема деформаційної, переробки у декілька етапів, останній з яких відбувся 2,0—1,9 млрд років тому.

2. Гірські породи, що відслонюються вздовж досліджених берегів р. Південний Буг, мають аномально високі та контрастні магнітні властивості, характерні для середньої і нижньої гранулітової кори ПГРР. За термомагнітним аналізом і рудною мікроскопією [Решетник, 2013] встановлено, що основним магнітним мінералом є магнетит, у дрібних зернах трапляється піротин.

3. На прикладі гранулітового комплексу Гайворон-Заваллівської ділянки з урахуванням світового досвіду вивчення інших щитів показано, що дослідження історії розвитку еопалеоархейської гранулітової кори стратигенно-метаморфогенним методом за канонами фанерозойської стратиграфії відношенням до матеріалів геохронометрії як другорядних даних веде до помилкових уявлень про геологічну будову земної кори раннього докембрію. Через неодноразову переструктуризацію первинна гранулітова кора не може бути стратифікована методами послідовного нашарування, тому поділ її на світи є спірним.

Список літератури

- Бобров А.Б., Кирилук В.П., Гошовский С.В., Степанюк Л.М., Гурский Д.С., Лысак А.М., Сиворонов А.А., Безвинны й В.П., Зюльцле В.В., Приходько В.Л., Шпильчак В.А. Гранулитовые структурно-формационные комплексы Украинского щита — Европейский эталон. Путеводитель геологических экскурсий Международной научно-практической конференции «Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской плат формы», Киев, 31 мая — 4 июня 2010.
- Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем: *Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий*. Петрозаводск: Изд. КарНЦ РАН, 2017. 352 с.
- Геологическая карта докембрийских образований Украинского щита масштаба 1 : 1 000 000. Под ред. Н.П. Щербака, Д.Ф. Володина. Киев: Изд. Мингео УССР, 1984.
- Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применения 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., Ентин В.А., Мычак С.В., Павлюк В.Н., Гуськов С.И. Уникальные базит-метабазитовые структуры Побужского горнорудного района, их геологическое значение и перспективы рудоносности (по геофизическим и геологическим данным). *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 3. С. 3—28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137-170>.
- Гинтов О.Б., Исай В.М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наук. думка, 1988. 228 с.
- Гинтов О.Б., Мычак С.В. Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. I. *Геофиз. журн.*

- 2011 а. 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.* 2011 б. Т. 33. № 4. С. 89—99. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i4.2011.116898>.
- Гинтов О.Б., Ентин В.А., Мычак С.В., Павлюк В.Н., Зюльцле В.В. Структурно-петрофизическая и тектонофизическая основа геологической карты кристаллического фундамента центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 3. С. 3—28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i3.2016.107777>.
- Гинтов О.Б., Ентин В.А., Мычак С.В., Фарфуляк Л.В. Побужский гірничорудний район Українського щита. Структурно-петрофізична карта кристалічного фундаменту та деякі питання геології раннього докембрію. *Геофиз. журн.* 2020. Т. 42. № 3. С. 16—46. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i3.2020.204699>.
- Гинтов О.Б., Шевчук В.В. Структурованість Українського щита та особливості ранньодокембрійського розломоутворення на прикладі Голованіської шовної зони. Київ: ТОВ «НВП Інтерсервіс», 2017. 162 с.
- Довгань Р.Н., Ентин В.А., Павлюк В.Н. Бандуровская палеовулканическая структура и связанные с ней перспективы алмазности. *Минеральные ресурсы Украины.* 2006. № 4. С. 22—28.
- Довгань, Р.Н., Зюльцле, В.В., Ентин, В.А. (1989). Геологическое строение и полезные ископаемые Завальевского геологического района. Отчет о глубинном геологическом картировании листа М-35-144-Б, совместно с геологической съемкой листа М-35-132-Г. Т. 1. Киев, Укргеолфонд.
- Ентин В.А., Гуськов С.И., Орлюк М.И., Гинтов О.Б., Осьмак Р.В. Карта абсолютных значений поля силы тяжести Украины и некоторые аспекты ее возможной интерпретации. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 1. С. 53—61. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111323>.
- Жуланова И.Л. О времени в геологии и общих шкалах расчленения докембрия. *Геофизический журнал* № 4, Т. 43, 2021
- хімія і петрологія процесів пороги- та рудоутворення.* 2016. Вип. 36. С. 16—34.
- Кирилюк В.П. «Геодинамика» и раннедокембрийская геология щитов древних платформ. *Геодинаміка.* 2012. № 2(13). С. 43—54.
- Кирилюк В.П. Геодинамика раннедокембрийской земной коры: концепция кратоногенеза. *Докембрій: породні асоціації та їхня рудоносність: Збірник тез Міжнар. наук. конф. (Київ, 22—24 вересня 2020 р.).* Київ, 2020 а. С. 136—140.
- Кирилюк В.П. Головні підсумки морфопарагенетичних геолого-формаційних досліджень нижнього докембрію. *Вісник ЛНУ. Сер. геол.* 2005. Вип. 19. С. 52—74.
- Кирилюк В.П. Особенности стратиграфических исследований нижнего докембрия. Статья 1. Особенности традиционного стратиграфического расчленения. *Геол. журн.* 2013 а. № 3. С. 101—115.
- Кирилюк В.П. Особливості ранньодокембрійського метаморфізму та його зв'язку з тектонікою. *Геодинаміка.* 2013 б. № 1(14). С. 82—97.
- Кирилюк В.П. Тектонічна карта України. Масштаб 1 : 1 000 000. Ч. II. Тектоніка фундаменту Українського щита. Масштаб 1 : 2 000 000. Пояснювальна записка. Київ: Вид. УкрДГРІ, 2007. 87 с.
- Кирилюк В.П. Ще раз про проблеми стратиграфії побужького гранулітового комплексу (з нагоди складання нової регіональної стратиграфічної схеми нижнього докембрію Українського щита). Стаття 2. Співвідношення світ побужького стратиграфічного комплексу. *Збірник наукових праць УкрДГРІ.* 2015. № 3. С. 146—168.
- Кирилюк В.П. О некоторых аспектах изучения возрастных соотношений породных комплексов Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2020 б. Т. 42. № 2. С. 101—115. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i2.2020.201745>.
- Кирилюк В.П. Побужский гранулитовый комплекс. В кн.: Гранулитовые структурно-формационные комплексы Украинского щита — европейский стратотип. Львов: ЗУГЦ, 2010 а. С. 8—63.
- Кирилюк В.П. Побужский гранулитогней-

- стенно-временные магнитные модели разноранговых структур литосферы континентального типа. *Геофиз. журн.* 2000. Т. 22. № 6. С. 148—165.
- Орлюк М.І, Бакаржієва М.І., Марченко А.В. Геоманітне поле та намагніченість земної кори Інгульського мегаблоку, Голованівської й Інгулецько-Кременчуцької шовних зон. *Геологія і корисні копалини України: Збірник тез наук. конф., присвяченої 100-річчю ювілею Національної академії наук та Державної служби геології та надр України (Київ, 2—4 жовтня 2018 р.)*. Київ, 2018. С. 172—184.
- Орлюк М.И., Пашкевич И.К. Глубинные источники региональных магнитных аномалий: тектонотипы и связь с трансформными разломами. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 4. С. 224—234. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i4.2012.116776>.
- Пономаренко А.Н., Гинтов О.Б., Степанюк Л.М. О так называемых «лейкогранулитовой формации» и «зеленолевадовской свите» раннего докембрия Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 5. С. 47—70. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147474>.
- Решетник М.М. Структурно-геологічна інформативність магнітних властивостей гірських порід докембрійського фундаменту (на прикладі Українського щита): Автореф. дис. ... канд. геол. наук. Київ, 2013. 16 с.
- Слабунов А. И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита в архее: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 2005. 47 с.
- Слензак О.І. Про структуру українського докембрію (на прикладі південно-західної частини Українського кристалічного щита). Київ: Наук. думка, 1965. 139 с.
- Степанюк Л.М. Геохронологія докембрію західної частини Українського щита (архей—палеопротерозой): Дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2000. 290 с.
- Степанюк Л.М. Проблеми стратиграфії та геохронології Українського щита. *Мінерал. журн.* 2018. Т. 40. № 1. С. 16—31. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.40.01.016>.
- Степанюк Л.М., Бибикива Е.В., Клаэссен С., Пономаренко А.Н., Довбуш Т.И., Федотова А.А. К вопросу о возрастных рубежах формирования кошаро-александровской свиты бугской серии Побужья: *Тез. докл. Междунар. науч.-практ. конф. «Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы»*. Киев: УкрНИГРИ, 2010.
- Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Курило С.І., Зюльцце О.В., Яськевич Т.Б. Уран-свинцевий вік монацитів біотитових гнейсів Середнього Побужжя Українського щита. *Мінерал. журн.* 2017. Т. 39. № 2. С. 46—56. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.40.04.079>.
- Сухорада А.В., Решетник М.М., Хоменко Р.І. Магнітні маркери структури кристалічного фундаменту Середнього Побужжя (на прикладі Гайворон—Завалля). *Вісник Київ. нац. ун-ту. Геологія.* 2008. № 44. С. 17—20.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 480 с.
- Чередниченко А.И. Тектонофизические условия минеральных преобразований в твердых горных породах. Киев: Наук. думка, 1964. 184 с.
- Шевчук В.В., Лавренюк М.В., Кравченко Д.В. Основи структурного аналізу. Київ: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2013. 287 с.
- Шевчук В.В., Павлов Г.Г. Тектонофизические условия формирования кристаллизационной сланцеватости. *Геофиз. журн.* 2003. Т. 25. № 5. С. 76—83.
- Шумлянський Л.В. Вік та ізотопний склад гафнію цирконів з кварцитів Середнього Побужжя Українського щита. *Геохімія та рудоутворення.* 2012. Вип. 31-32. С. 136—142.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронологія раннього докембрія Українського щита. Архей. Київ: Наук. думка, 2005. 243 с.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянський Л.В. Геохронологія раннього докембрія Українського щита. Протерозой. Київ: Наук. думка, 2008. 237 с.

- Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУПЦ, 2005. 366 с.
- Щербаков И.Б. Эволюция магматизма Украинского щита. *Мінерал. журн.* 2000. Т. 22. № 2/3. С. 36—47.
- Baadsgaard, H., Nutman, A.P., & Bridgewater, D. (1986). Geochronology and isotopic variation of Early Archaean Amitsoq gneisses, southern West Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(10), 2173—2183. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90072-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90072-4).
- Bennett, V.C., & Nutman, A.P. (2014). Isua Supracrustal Belt, West Greenland: Geochronology. In *Encyclopedia of Scientific Dating Methods* (pp. 1—4). https://doi.org/10.1007/978-94-007-6326-5_109-1.
- Bowring, S.A., & Williams, I.S. (1999). Priscoan (4.00—4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 3—16. <https://doi.org/10.1007/s004100050465>.
- Cavosie, A.J., Valley, J.W., & Wilde, S.A. (2007). The Oldest Terrestrial Mineral Record: A Review of 4400 to 4000 Ma Detrital Zircons from Jack Hills, Western Australia. In *Earth's Oldest Rocks* (pp. 91—111). Amsterdam: Elsevier.
- Chen, S.F., & Wyche, S. (2001). *Archaean granite-greenstones of the central Yilgarn craton Western Australia a field guide*. Perth. Geological Survey of W. Australia. 76 p.
- Claesson, S., Bibikova, E., Bogdanova, S. & Skobelev, V. (2006). Archaean terranes, Palaeoproterozoic reworking and accretion in the Ukrainian Shield, East European Craton. In *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 645—654). Geol. Soc., London, Memoirs. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.32.01.38>.
- Condie, K. (2000). Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics*, 322(1-2), 153—162. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00061-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00061-5).
- Dhuime, B., Hawkesworth, C.J., & Cawood, P.A. (2011). When Continents Formed. *Science*, 331, 154—155. <https://doi.org/10.1126/science.1201245>.
- Ernst, W.G., Sleep, N.H., & Tsujimori, T. (2016). Plate-tectonic evolution of the Earth: bottom-up and top-down mantle circulation. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 53(11), 1103—1120. <https://doi.org/10.1139/cjes-2015-0126>.
- Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., Bridgewater, D., & Nutman, A. (1983). Sm-Nd studies of Archaean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 62(2), 263—272. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90089-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90089-4).
- Hamilton, W.B. (2007). Earth's first two billion years — The era of internally mobile crust. In R.D. Hatcher, M.P. Carlson, J.H. McBride, J.R. Martínez Catalán (Eds.), *4-D Framework of Continental Crust* (pp. 233—296). Geol. Soc. of America Memoir 200. [https://doi.org/10.1130/2007.1200\(13\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(13)).
- Jones, D.L., Howell, D.G., Coney, P.J., & Monger, J.W.H. (1983). Recognition, character, and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America. In M. Hashimoto, S. Uyeda (Eds.), *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions* (pp. 21—35), Tokyo: Terrapub.
- Moore, W.B., & Webb, A.G. (2013). Heat-pipe Earth. *Nature*, 501, 501—5. <https://doi.org/10.1038/nature12473>.
- Myers, J.S. (1990). Western Gneiss Terrane. In *Geology and Mineral Resources of Western Australia* (pp. 13—31). Western Australia Geological Survey, Memoir 3.
- Nutman, A.P., Friend, C.R.L., Horie, K., & Hidaka, H. (2007). The Itsaq Gneiss Complex of Southern West Greenland and the Construction of Eoarchean Crust at Convergent Plate Boundaries. *Developments in Precambrian Geology*, 15, 187—218. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(07\)15033-7](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(07)15033-7).
- Roberts, N.M.W., Van Kranendonk, M., Parman, S., Shirey, S. & Clift, P.D. (Eds.). (2015). *Continent Formation Through Time* (Vol. 389, pp. 1—16). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <http://dx.doi.org/10.1144/SP389.13>.
- Rollinson, H. (2003). Metamorphic history suggested by garnet-growth chronologies in the Isua Greenstone Belt, West Greenland. *Precambrian Research*, 126(3-4), 181—196. [https://doi.org/10.1016/s0301-9268\(03\)00094-9](https://doi.org/10.1016/s0301-9268(03)00094-9).

- Stern, R.A., & Bleeker, W. (1998). Age of the World's Oldest Rocks Refined Using Canada's SHRIMP: The Acasta Gneiss Complex, Northwest Territories, Canada. *Geoscience Canada*, 25(1). Retrieved from <https://journals.lib.unbc.ca/index.php/GC/article/view/3966>.
- Valley, J.W., Cavosie, A.J., Ushikubo, T., Reinhard, D.A., Lawrence, D.F., Larson, D.J., Clifton, P.H., Kelly, T.F., Wilde, S.A., Moser, D.E., & Spicuzza, M.J. (2014). Hadean age for a post-magma-ocean zircon confirmed by atom-probe tomography. *Nature Geosciences*, 7, 219—223. <https://doi.org/10.1038/ngeo2075>.
- Van Kranendonk, M.J., Gehling, J., Shields, G.J., Ogg, G., & Gradstein, F. (2008). Precambrian. In *The Concise Geologic Time Scale* (pp. 23—36). Cambridge University Press.
- Wilde, S.A. (2001). *Jimperding and Chittering Metamorphic Belts, southwestern Yilgarn Craton, Western Australia a field guide*. Perth. Geological Survey of W. Australia. 24 p.

Gaivoron — Zavallia section of the Middle Pobuzhzhia is the most representative part of the granulite complex of the Ukrainian Shield (structural-tectonophysical results and magnetometric studies)

**S.V. Mychak¹, M.I. Bakarzhieva¹, A.V. Marchenko¹, M.M. Reshetnyk²,
L.V. Farfuliak¹, M.I. Orlyuk¹, O.B. Gintov¹, 2021**

¹S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

²National Science and Natural History Museum of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

In the article according to the geological and geophysical data of the well-exposed areas of development of Archean rocks of the Ukrainian Shield, two alternative approaches to establishing the structure and stratigraphy of the oldest granulite complexes are discussed. The outcrops of the enderbite-gneiss complex up to 3.6—3.8 billion years old are located along the Southern Bug River between the Gaivoron town and the Zavallia village.

The first, «stratigenic-metamorphogenic» approach assumes that the main features of the composition and structure of the Lower Archean complexes are inherited from the original stratotypic strata. These strata are transformed in the conditions of quasi-isochemical metamorphism with preservation of the sequence of formation in section and the primary constitution in the form of stratification, rhythmicality, direction of change of their composition vertically and laterally. On the structural-formation map and geological section of the Gaivoron—Zavallia section, the Archean granulite complex is shown in the form of a synclinorium composed of four adjacent formations, which are equated to the series of metamorphosed volcanic-sedimentary rocks.

The second, «deformation-metamorphogenic» approach, which is supported by the authors of this article, is based on the idea that the granulite complex of Pobuzhzhia is a subvertically layered medium formed by tangential tectonic forces. The latter lead to shear deformations and displacement of matter at the atomic-molecular (with mineral transformation of rocks) and rock masses at the regional levels. This creates structural and textural elements that are superimposed on the primary structure of rocks and often erase it.

Field structural-tectonophysical, tectonofacial and magnetometric studies, its results are presented in the article. It was performed specifically to compare these two concepts. Magnetometric studies have shown that the enderbite-gneiss complex of the district by its magnetic characteristics belongs to the middle and lower crust of the Ukrainian Shield.

Key words: Ukrainian Shield, Middle Pobuzhzhia, granulite complex, structure, deformations, development concepts.

References

- Bobrov, A.B., Kirilyuk, V.P., Goshovsky, S.V., Stepaniuk, L.M., Gursky, D.S., Lysak, A.M., & Shpylchak, V. (2010). Granulite structural and formation complexes of the Ukrainian Shield — European standard. Guide to geological excursions of the International Scientific and Practical Conference "Stratigraphy, geochronology and correlation of the Lower Precambrian rock complexes of the foundation of the East European Platform», Kiev, May 31 — June 4, 2010 (in Russian).
- Geodynamics of the Early Precambrian: Similarities and Differences with the Phanerozoic. (2017). *Materials of the scientific conference and a guide to scientific excursions*. Petrozavodsk: Publ. of the Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, 352 p. (in Russian).
- Gintov, O.B. (2005). *Field tectonophysics and its application in the study of crustal deformation of Ukraine*. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov, O.B. (2014). Scheme of periodization of the stages of fault formation in the Earth's crust of the Ukrainian Shield — new data and consequences. *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., Pavlyuk, V.N., & Guskov, S.I. (2018). Unique basic-metabasic structures of the Pobuzhskiy mining region, their geological significance and ore-bearing prospects (according to geophysical and geological data). *Geofizicheskiy Zhurnal*, 40(3), 3—28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137170> (in Russian).
- Gintov, O.B., & Isay, V.M. (1988). *Tectonophysical studies of faults in the consolidated crust*. Kiev: Naukova Dumka, 228 p. (in Russian).
- Gintov, O.B., & Mychak, S.V. (2011a). Geodynamic development of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield according to 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 according to 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., Entin, V.A., Mychak, S.V., Pavlyuk, V.N., & Zyuultsle, V.V. (2016). Structural-petrophysical and tectonophysical basis of the geological map of the crystalline basement of the central part of the Golovanevskaya suture zone of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 38(3), 3—28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i3.2016.107777> (in Russian).
- Gintov, O.B., Entin, V.A., Mychak, S.V., & Farfulyak, L.V. (2020). The Bug mining area of the Ukrainian Shield. Structural-petrophysical map of the crystalline basement and some problems of the Early Precambrian geology. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 42(3), 16—46. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i3.2020.204699> (in Ukrainian).
- 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).
- Dovgan, R.N., Entin, V.A., & Pavlyuk, V.N. (2006). Bandurovka paleovolcanic structure and related perspectives on diamond bearing. *Mine-ralni resursy Ukrayiny*, (4), 22—28 (in Russian).
- Dovgan, R.N., Zyuultsle, V.V., & Entin, V.A. (1989). Geological structure and minerals of the Zavalievsky geological region. Report on deep geological mapping of sheet M-35-144-B, together with geological survey of sheet M-35-132-G. T. 1. Kiev, Ukrgeolfond (in Russian).
- Entin, V.A., Guskov, S.I., Orlyuk, M.I., Gintov, O.B., & Osmak, R.V. (2015). Map absolutely value field of gravity in Ukraine and some aspects of its possible interpretations. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 37(1), 53—56. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111323> (in Russian).
- Zhulanova, I.L. (2016). About time in geology and general scales of dissection of the Precambrian. *Heokhimiya i petrolohiya protsesiv porodo-ta rudoutvorennya*, (36), 16—34 (in Russian).

- Study of the substance of metamorphic, ultra-metamorphic, intrusive and metasomatic formations of the Precambrian basement in the Middle Bug region. (1990). IGFMNASU report on the contract with the Pravoberezhnaya Geological Expedition for 1985—1990. Kiev: Ukrgeolfond, 450 p. (in Russian).
- Kovalenko-Zavoys'kyi V.M., Ivashchenko I.M. (2006). Mathematical provision for interpretation of B_a field of regional magnetic anomalies. *Geofizicheskyy Zhurnal*, 28(5), 18—30 (in Ukrainian).
- Kyryliuk, V.P. (2012). «Geodynamics» and Early Precambrian geology of the shields of ancient platforms. *Heodynamika*, (2), 43—54 (in Russian).
- Kyryliuk, V.P. (2020 a). Geodynamics of the Early Precambrian crust: the concept of cratonogenesis: *Precambrian: breed associations and ore-content: Collection of theses of the International Science Conference* (Kiev, 22—24 September, 2020) (pp. 136—140) (in Russian).
- Kyryliuk, V.P. (2005). The main results of morphoparagenetic geological and formation studies of the Lower Precambrian. *Visnyk L'vivs'koho natsional'noho universytetu. Ser. heol.*, (19), 52—74 (in Ukrainian).
- Kyryliuk, V.P. (2013a). Features of stratigraphic studies of the Lower Precambrian. Article 1. Features of traditional stratigraphic subdivision. *Heolohichnyy Zhurnal*, (3), 101—115 (in Russian).
- Kyryliuk, V.P. (2013b). Features Precambrian metamorphism their relation to tectonics. *Heodynamika*, (1), 82—97 (in Ukrainian).
- Kyrylyuk, V.P. (2007). *Tectonic map of Ukraine. Scale 1 : 1 000 000. Part II. Tectonics of basement of the Ukrainian. Shield. Scale 1 : 2 000 000. Explanatory note.* Kyiv: UkrDHRI, 78 p. (in Ukrainian).
- Kyryliuk, V.P. (2015). Once more the problems of the stratigraphy of the Pobuzhye granulitic complex (on the occasion of drafting a new regional stratigraphic scheme of Lower Precambrian Ukrainian Shield). Article 2. The ratio of the suites of the Pozhug stratigraphic complex. *Zbirnyk naukovykh prats UkrDGRI*, (3), 147—168 (in Ukrainian).
- Kyryliuk, V.P. (2020b). On some aspects of the study of age relationships of breed complexes of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskyy Zhurnal*, 42(2), 101—115. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i2.2020.201745> (in Russian).
- Kyryliuk, V.P. (2010a). Pobuzhsky granulite complex. In *Granulite structural and formation complexes of the Ukrainian Shield — European stratotype* (pp. 8—63). Lviv: ZUKTC press, (in Russian).
- Kyryliuk, V.P. (2010b). Pobuzhsky granule-gneiss complex as a European stratotype of the Lower Achaean: *Abstracts of the International Scientific and Practical Conference «Stratigraphy, geochronology and correlation of the Lower Precambrian rock complexes of the foundation of the Eastern European platform» (May 31—June 4, 2010, Kiev)* (pp. 88—92) (in Russian).
- Kirilyuk, V.P. (1982). Stratigraphy of Precambrian western part of the Ukrainian Shield (on the formational basis). Article 1. Stratigraphic Precambrian complexes and the formations of Early Archean. *Geologicheskyy Zhurnal*, (3), 88—102 (in Russian).
- Kyryliuk, V.P., Koliy, V.L., Lashmanov, V.I., Lysak, A.M., Paranko, I.S., Pashchenko, V.G., Sveshnikov, K.I., Sivoronov, A.A., Smogolyuk, A.G., & Yatsenko, G.M. (1991). *Map of geological formations of the Precambrian of the Ukrainian Shield. Scale 1 : 500 000. Explanatory note.* Kiev, PTE, 116 p. (in Russian).
- Kyslyuk, V.V., Zyultsle, V.V., & Nikitash, L.P. (2011). Geological structure and useful minerals of the rivers watershed Pivdenny Bug i Dnister. Report of GDP-200 territory of the sheet of paper M-35-XXXVI (Haivoron). Kyiv: Geolfondy, 460 p. (in Ukrainian).
- Kutas, R.I., Orlyuk, M.I., Pashkevich, I.K., Burakhovich, T.K., Makarenko, I.B., & Bugaenko, I.V. (2018). Deep structure of the territory of Ukraine according to modern geophysical data. General information. In V.I. Starostenko, O.B. Gintov (Eds.), *Essays on the geodynamics of Ukraine* (pp. 17—24). Kiev (in Russian).
- Lazko, E.M., Kyrylyuk, V.P., Lysak, A.M., Sivoronov, A.A., & Yatsenko, G.M. (1986). Stratigraphic scheme of the Lower Precambrian of the Ukrainian Shield (on a formational basis). *Geologicheskyy Zhurnal*, 46(2), 18—26 (in Russian).

- Lobach-Zhuchenko, S.B., Balaganskiy, V.V., Baltybaev, S.K., Artemenko, G.V., Bogomolov, E.S., Yurchenko, A.V., Stepanyuk, L.M., & Sukach, V.V. (2014). Metasedimentary rocks of the paleoarchean Dniester-Bug Group, Ukrainian Shield: composition, age, sources. *Litologiya i poleznyye iskopayemyye*, (5), 1—18. <https://doi.org/10.7868/S0024497X14050061> (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Balagansky, V.V., & Be-rezhnaya, N.G. (2012). Composition and age of xenoliths of metaorthopyroxenites and their host enderbitogneisses of the Pobuzhsky granulite complex (Ukrainian Shield). *Doklady AN*, 442(5), 659—663 (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Stepanyuk, L.M., Ponomarenko, O.M., Balaganskiy, V.V., Sergeev, S.A., & Presnyakov, S.L. (2011). Age of Zircons from Enderbite-Gneisses of the Middle Bug Area (Dniester-Bug Megablock of the Ukrainian Shield). *Mineralohichnyy Zhurnal*, 33(1), 3—14 (in Russian).
- Lukienko, O.I., Kravchenko, D.V., & Suhorada, A.V. (2007). *Dislocation tectonics and tectonofacies of granulite complexes*. Kyiv: VPC «Kyiv University», 120 p. (in Ukrainian).
- Lukienko, O.I., Kravchenko, D.V., & Suhorada, A.V., Popov, S.A., & Reshetnyk, M.M. (2006). *Tectonofacial and petromagnetic studies of synmetamorphic tectonics of the Ukrainian Shield in order to develop a structural-geophysical mapping methodology. Report*. Kyiv, 236 p. (in Ukrainian).
- Mychak, S.V. (2019). Structural features and kinematic evolution of the Earth's crust of the western Ukrainian Shield: *Extended abstract of Doctor's thesis*. Kyiv, 38 p. (in Ukrainian).
- Mychak, S.V., Murovska, G.V., Polyachenko, E.B., & Belsky, V.N. (2018). Stress-deformed state of the Earth's crust of the Bug mining area in the section Gaivoron—Zavallya. *Geofizicheskyy Zhurnal*, 40(2), 95—107. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i2.2018.128933> (in Ukrainian).
- Negrutsa, V.Z. (2011). Problems of stratigraphy of the Lower Precambrian of Russia (historical and methodological analysis). *Lithosfera*, (1), 3—19 (in Russian).
- Nechayev, S.V., Gintov, O.B., & Mychak, S.V. (2019a). Connection of rare earth, rare metal and gold mineralization with fault-block tectonics of the Ukrainian Shield. 1. *Geofizicheskyy Zhurnal*, 41(1), 3—32. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i6.2018.151000> (in Russian).
- Nechayev, S.V., Gintov, O.B., & Mychak, S.V. (2019b). Connection of rare earth, rare metal and gold mineralization with fault-block tectonics of the Ukrainian Shield. 2. *Geofizicheskyy Zhurnal*, 41(2), 58—83. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i2.2019.164450> (in Russian).
- Orlyuk, M.I. (2000). Spatial and spatio-temporal magnetic models of the magnetic structures of different ranks of the lithosphere of the continental type. *Geofizicheskyy Zhurnal*, 22(6), 148—165 (in Russian).
- Orlyuk, M.I., Bakarzhiev, N.I., & Marchenko, A.V. (2018). Geomagnetic field and crustal magnetization of the Ingulets megablock, Golovanivsk and Ingulets-Kremenchug suture zones. *Geology and mineral resources of Ukraine: Abstracts of scientific conference devoted to the 100th anniversary of the National Academy of Sciences and the State Service of Geology and Mineral Resources of Ukraine, Kyiv, 2—4 October* (pp. 172—184) (in Ukrainian).
- Orlyuk, M.I., & Pashkevich, I.K. (2012). Deep sources of regional magnetic anomalies: tectonotypes and relation with transcrustal faults. *Geofizicheskyy Zhurnal*, 34(4), 224—234. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i4.2012.116776> (in Russian).
- Ponomarenko, A.N., Gintov, O.B., & Stepanyuk, L.M. (2018). On the so-called «leukogranulite formation» and «greenlevada suite» of Early Precambrian of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskyy Zhurnal*, 40(5), 47—70. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147474> (in Russian).
- Reshetnyk, M.M. (2013). Structural and geological informativeness of the magnetic properties of the rocks of the Precambrian basement (on the example of the Ukrainian Shield): *Extended abstract of candidate's thesis*. Kyiv, 16 p. (in Russian).
- Slabunov, A.I. (2005). Geology and geodynamics of the White Sea mobile belt of the Fennoscandian Shield in the Archean: *Extended abstract of candidate's thesis*. Moscow, 47 p. (in Russian).

- Slenzak, O.I. (1965). *About the structure of the Ukrainian Precambrian (on the butt of the ancient-western part of the Ukrainian Crystal Shield)*. Kyev: Naukova Dumka, 139 p. (in Ukrainian).
- Stepanyuk, L.M. (2000). Geochronology of the Precambrian backward part of the Ukrainian Shield (Archean-Paleoproterozoic): *Doctor's thesis*. Kiev, 290 p. (in Ukrainian).
- Stepanyuk, L.M. (2018). Problems of stratigraphy and geochronology of the Ukrainian Shield. *Mineralohichnyy Zhurnal*, 40(1), 16—31 (in Ukrainian).
- Stepanyuk, L.M., Bibikiva, E.V., Klaessen, S., Ponomarenko, A.N., Dovbush, T.I., & Fedotova, A.A. (2010). On the question of the age boundaries of the formation of the Kosharo-Aleksandrovskaya suite of the Bug series of the Pobuzhia: *Abstracts of the International Scientific and Practical Conference «Stratigraphy, geochronology and correlation of the Lower Precambrian rock complexes of the basement of the East European Platform»*. Kiev: UkrNIGRI (in Russian).
- Stepanyuk, L.M., Dovbush, T.I., Kurylo, S.I., Zulzle, O.V., & Yaskevich, T.B. (2017). Uranium-lead age of monazites of biotite gneisses of the Middle Bug area of the Ukrainian Shield. *Mineralohichnyy Zhurnal*, 39(2), 46—56. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.40.04.079> (in Ukrainian).
- Suhorada, A.V., Reshetnik, M.M., & Khomenko, R.I. (2008). Magnetic markers of the structure of the crystalline basement of the Seredny Pobuzhzh (on the butt of Gaivoron—Zavallya). *Visnyk Kyivsk'oho natsional'noho universytetu. Heolohiya*, (44), 17—20 (in Ukrainian).
- Khain, V.E., & Lomize, M.G. (1995). *Geotectonics with the basics of geodynamics*. Moscow: Publ. house of Moscow State University, 480 p. (in Russian).
- Cherednichenko, A.I. (1964). *Tectonophysical conditions of mineral transformations in solid rocks*. Kiev: Naukova Dumka, 184 p. (in Russian).
- Shevchuk, V.V., Lavrenyuk, M.V., & Kravchenko, D.V. (2013). *Fundamentals of Structural Analysis*. Kyiv: VPC «Kiev University», 287 p. (in Ukrainian).
- Shevchuk, V.V., & Pavlov, G.G. (2003). Tectonophysical conditions for the formation of crystalline schistosity. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 37(5), 76—83 (in Russian).
- Shumlyansky, L.V. (2012). Age and isotopic composition of zircon hafnium from Middle Pobuzhye quartzites of the Ukrainian Shield. *Heokhimiya ta rudoutvorenniya*, (31-32), 136—142 (in Ukrainian).
- Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Lesnaya, I.M., & Ponomarenko, A.N. (2005). *Geochronology of the Early Precambrian Ukrainian Shield. Archean*. Kiev: Naukova Dumka, 243 p. (in Russian).
- Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Lesnaya, I.M., Ponomarenko, A.N., & Shymlyanskiy, L.V. (2008). *Geochronology of the Early Precambrian Ukrainian Shield. Proterozoic*. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Shcherbak, N.P., & Volodin, D.F. (Eds.). (1984). *Geological map of the Precambrian formations of the Ukrainian Shield on a scale of 1 : 1000,000*. Kiev: Edition of the Mingeo of the Ukrainian SSR (in Russian).
- Shcherbakov, I.B. (2005). *Petrology of the Ukrainian Shield*. Lvov: ZUGTS, 366 p. (in Russian).
- Shcherbakov, I.B. (2000). Evolution of magmatism of the Ukrainian Shield. *Mineralogichnyy Zhurnal*, 22(2-3), 36—47 (in Russian).
- Baadsgaard, H., Nutman, A.P., & Bridgwater, D. (1986). Geochronology and isotopic variation of Early Archean Amitsoq gneisses, southern West Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(10), 2173—2183. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90072-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90072-4).
- Bennett, V.C., & Nutman, A.P. (2014). Isua Supracrustal Belt, West Greenland: Geochronology. In *Encyclopedia of Scientific Dating Methods* (pp. 1—4). https://doi.org/10.1007/978-94-007-6326-5_109-1.
- Bowring, S.A., & Williams, I.S. (1999). Priscoan (4.00—4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 3—16. <https://doi.org/10.1007/s004100050465>.

- Cavosie, A.J., Valley, J.W., & Wilde, S.A. (2007). The Oldest Terrestrial Mineral Record: A Review of 4400 to 4000 Ma Detrital Zircons from Jack Hills, Western Australia. In *Earth's Oldest Rocks* (pp. 91—111). Amsterdam: Elsevier.
- Chen, S.F., & Wyche, S. (2001). *Archaean granite-greenstones of the central Yilgarn craton Western Australia a field guide*. Perth. Geological Survey of W. Australia. 76 p.
- Claesson, S., Bibikova, E., Bogdanova, S. & Skobelev, V. (2006). Archaean terranes, Palaeoproterozoic reworking and accretion in the Ukrainian Shield, East European Craton. In *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 645—654). Geol. Soc., London, Memoirs. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.32.01.38>.
- Condie, K. (2000). Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics*, 322(1-2), 153—162. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00061-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00061-5).
- Dhuime, B., Hawkesworth, C.J., & Cawood, P.A. (2011). When Continents Formed. *Science*, 331, 154—155. <https://doi.org/10.1126/science.1201245>.
- Ernst, W.G., Sleep, N.H., & Tsujimori, T. (2016). Plate-tectonic evolution of the Earth: bottom-up and top-down mantle circulation. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 53(11), 1103—1120. <https://doi.org/10.1139/cjes-2015-0126>.
- Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., Bridgewater, D., & Nutman, A. (1983). Sm-Nd studies of Archean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 62(2), 263—272. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90089-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90089-4).
- Hamilton, W.B. (2007). Earth's first two billion years — The era of internally mobile crust. In R.D. Hatcher, M.P. Carlson, J.H. McBride, J.R. Martínez Catalán (Eds.), *4-D Framework of Continental Crust* (pp. 233—296). Geol. Soc. of America Memoir 200. [https://doi.org/10.1130/2007.1200\(13\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(13)).
- Jones, D.L., Howell, D.G., Coney, P.J., & Monger, J.W.H. (1983). Recognition, character, and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America. In M. Hashimoto, S. Uyeda (Eds.), *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions* (pp. 21—35), Tokyo: Terrapub.
- Moore, W.B., & Webb, A.G. (2013). Heat-pipe Earth. *Nature*, 501, 501—5. <https://doi.org/10.1038/nature12473>.
- Myers, J.S. (1990). Western Gneiss Terrane. In *Geology and Mineral Resources of Western Australia* (pp. 13—31). Western Australia Geological Survey, Memoir 3.
- Nutman, A.P., Friend, C.R.L., Horie, K., & Hidaka, H. (2007). The Itsaq Gneiss Complex of Southern West Greenland and the Construction of Eorarchean Crust at Convergent Plate Boundaries. *Developments in Precambrian Geology*, 15, 187—218. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(07\)15033-7](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(07)15033-7).
- Roberts, N.M.W., Van Kranendonk, M., Parman, S., Shirey, S. & Clift, P.D. (Eds.). (2015). *Continent Formation Through Time* (Vol. 389, pp. 1—16). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <http://dx.doi.org/10.1144SP389.13>.
- Rollinson, H. (2003). Metamorphic history suggested by garnet-growth chronologies in the Isua Greenstone Belt, West Greenland. *Precambrian Research*, 126(3-4), 181—196. [https://doi.org/10.1016/s0301-9268\(03\)00094-9](https://doi.org/10.1016/s0301-9268(03)00094-9).
- Stern, R.A., & Bleeker, W. (1998). Age of the World's Oldest Rocks Refined Using Canada's SHRIMP: The Acasta Gneiss Complex, Northwest Territories, Canada. *Geoscience Canada*, 25(1). Retrieved from <https://journals.lib.unb.ca/index.php/GC/article/view/3966>.
- Valley, J.W., Cavosie, A.J., Ushikubo, T., Reinhard, D.A., Lawrence, D.F., Larson, D.J., Clifton, P.H., Kelly, T.F., Wilde, S.A., Moser, D.E., & Spicuzza, M.J. (2014). Hadean age for a post-magma-ocean zircon confirmed by atom-probe tomography. *Nature Geosciences*, 7, 219—223. <https://doi.org/10.1038/ngeo2075>.
- Van Kranendonk, M.J., Gehling, J., Shields, G.J., Ogg, G., & Gradstein, F. (2008). Precambrian. In *The Concise Geologic Time Scale* (pp. 23—36). Cambridge University Press.
- Wilde, S.A. (2001). *Jimperding and Chittering Metamorphic Belts, southwestern Yilgarn Craton, Western Australia a field guide*. Perth. Geological Survey of W. Australia. 24 p.

Участок Гайворон—Завалье Среднего Побужья как наиболее представительная часть гранулитового комплекса Украинского щита (результаты структурно-тектонифизических и магнитометрических исследований)

*С.В. Мычак¹, М.И. Бакаржиева¹, А.В. Марченко¹, М.Н. Решетник²,
А.В. Фарфуляк¹, М.И. Орлюк¹, О.Б. Гинтов¹, 2021*

¹Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

²Национальный научно-природоведческий музей НАН Украины, Киев, Украина

На основе материалов геологического и геофизического изучения одного из наиболее хорошо обнаженных участков развития архейских пород Украинского щита в статье обсуждены два альтернативных подхода к установлению структуры и стратиграфии древнейших гранулитовых комплексов. Выходы эндебито-гнейсового комплекса возрастом до 3,6—3,8 млрд лет расположены вдоль русла р. Южный Буг между г. Гайворон и штт Завалье.

Первый, «стратигенно-метаморфогенный», подход предполагает, что главные черты строения и состава нижнеархейских комплексов унаследованы от исходных стратотипических толщ. Эти толщи преобразованы в условиях квазиизохимического метаморфизма с сохранением последовательности формирования в разрезе и первичной конституции в виде слоистости, ритмичности, направленности изменения их состава по вертикали и латерали. На структурно-формационной карте и геологическом разрезе участка Гайворон—Завалье архейский гранулитовый комплекс показан в виде синклинория, сложенного четырьмя налегающими друг на друга формациями, которые приравнены к свитам метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород.

Второй, «деформационно-метаморфогенный», подход, которого придерживаются авторы данной статьи, основан на представлении о том, что гранулитовый комплекс Побужья представляет собой субвертикально слоистую среду, образованную под действием тангенциальных тектонических сил. Последние ведут к сдвиговым деформациям и перемещению вещества на атомарно-молекулярном уровне (с минеральным преобразованием пород) и горных масс — на региональном. При этом образуются структурно-текстурные элементы, которые накладываются на первичную структуру пород и чаще всего стирают ее.

Полевые структурно-тектонифизические, тектонофациальные и магнитометрические исследования, результаты которых изложены в статье, выполнены специально для сопоставления этих двух концепций. Согласно магнитометрическим исследованиям эндебито-гнейсовый комплекс района по магнитным характеристикам относится к средней и нижней коре Украинского щита. Синклинорный характер залегания горных пород, а также наличие складок второго порядка с пологопадающими шарнирами не подтверждены. Все породы залегают круто моноклинально. В горизонтальных срезах зафиксированы присдвиговые складки с вертикальными шарнирами. Установлено наложение сланцеватости нескольких этапов деформации. Поля напряжений соответствуют субгоризонтальному сжатию в основном раннепротерозойского возраста. Сделаны выводы в пользу второй концепции.

Ключевые слова: Украинский щит, Среднее Побужье, гранулитовый комплекс, структура, деформации, концепции развития.