МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ
MINERALOGICAL JOURNAL
(UKRAINE)

https://doi.org/10.15407/mineraljournal.47.04.038
УДК 550.94

О.М. Пономаренко[1], д-р геол. наук, проф., акад. НАН України, дир.
E-mail: pan.igmof@gmail.com; https://orcid.org/0000-0002-5179-6091
Л.В. Шумлянський [1-3], д-р геол. наук, професор
E-mail: lshumlyanskyy@yahoo.com; https://orcid.org/0000-0002-6775-4419
І.М. Лісна[1], канд. геол.-мін. наук, старш. наук. співроб.
E-mail: lesirmich@ukr.net; https://orcid.org/0000-0001-7545-1752
Л.В. Сьомка[1], наук. співроб.
E-mail: liudmylas26@gmail.com; https://orcid.org/0000-0002-7059-2502
О.Є. Кищук[1], аспірант
E-mail: olegkyshchuk@gmail.com; https://orcid.org/0009-0009-4426-7149
[1] Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ
[2] Інститут геологічних наук Польської академії наук, м. Краків, Польща
[3] Університет Кертіна, м. Перт, Австралія

ПРИРОДА І ВІК ГРАНІТОГНЕЙСІВ З БЕРЕГОВИХ ВІДСЛОНЕНЬ р. ДОХНИ (СЕРЕДНЄ ПОБУЖЖЯ)

У Середньому Побужжі (західна частина Українського щита) найширше розвинені зеленувато- і рожево-сірі гранітогнейси та рожеві апліт-пегматоїдні граніти. Смуга таких утворень простежується у відслоненнях р. Дохни, де вони утворюють гнейси або гранітогнейси. Ці породи виразно смугасті, з незначною кількістю темноколірних мінералів (кліно- й ортопіроксенів), перенасичені SiO_2 (75—76 %), кварцом (до 50 %), збагачені ортоклазом. За хімічним складом усі гранітогнейси (сірі і рожеві) відповідають високозалізистим лейкогранітам (або сублужним аляскітам), тобто магматичним лейкократовим двопольовошпатовим породам із залізистістю 87—90 %. Дослідження гранітогнейсів р. Дохни виявило їх своєрідність. З одного боку вони збагачені рідкісноземельними елементами, Nb, Zr, цирконом і ортитом, що зближує їх з породами монцонітового типу; вік цирконів становить 2056 ± 21 млн рр. З іншого — мають підвищений вміст магнетиту та ільменіту, можливо, через їхнє розташування в субмеридіональній зоні Павлівських магнітних аномалій. Ізотопний склад гафнію в цирконах з гранітогнейсів (εHf від –10,6 до –12) свідчить, що ці породи утворились унаслідок переплавлення корових порід мезоархейського віку.

Ключові слова: *відслонення р. Дохни, гнейси і гранітогнейси, циркон, монцоніти, лейкограніти, рідкісноземельні елементи, палеопротерозой, гранулітовий метаморфізм.*

Вступ. Гнейси і гранітогнейси берегових відслонень та кар'єрів р. Дохни віднесені до формації гіперстенових гнейсів і кристалосланців, породи якої простежуються в долині р. Південного Бугу між с. Красненьким та м. Первомайськом, у районі м. Гайворона та басейні р. Дохни (Lazko et al., 1975). Проте меридіональне простягання гнейсів у районі дослідження, на відміну від широтного у м. Гайвороні, а також підвищений вміст у них магнетиту, ільменіту, циркону і, особливо, лейкократовий хімічний склад порід, викликали сумнів щодо їх належності до формації гіперстенових гнейсів та кристалосланців.

Цитування: Пономаренко О.М., Шумлянський Л.В., Лісна І.М., Сьомка Л.В., Кищук О.Є. Природа і вік гранітогнейсів з берегових відслонень р. Дохни (Середнє Побужжя). *Мінерал. журн.* 2025. **47**, № 4. С. 38—46. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.47.04.038

© Видавець ВД "Академперіодика" НАН України, 2025. Стаття опублікована на умовах відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND license (https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/)

Метою роботи стало дослідження природи і визначення віку гнейсів та гранітогнейсів з берегових відслонень р. Дохни, які мають підвищений вміст рідкісноземельних елементів (РЗЕ), магнетиту, ільменіту, циркону.

Об'єкт дослідження — породи берегових відслонень р. Дохни (притока р. Південного Бугу в районі м. Гайворона) (рис. 1).

Методи досліджень. Циркон із гранітогнейсу виділяли в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка (ІГМР) НАН України (м. Київ) за стандартною методикою збагачення з використанням гравітаційного стола, важких рідин та магнітного сепаратора. Ізотопний вік цирконів визначали в ізотопній лабораторії Триниті коледжу (*Trinity College*), м. Дублін, Ірландія. Використовували лазерну абляційну систему *Photon Machines Analyte Excite* 193 нм ArF, з'єднану з масспектрометром *Agilent* 7900. Під час визначення ізотопного віку циркону розмір лазерного пучка становив 24 мкм. Ізотопні дані обробляли за допомогою пакету *IOLITE* (Paton et al., 2011). Первинним еталонним матеріалом для калібрування був циркон 91500 ($^{206}Pb/^{238}U$ вік становить 1065,4 ± ± 0,6 млн рр. (Wiedenbeck et al., 1995)), а вторинними — циркон *Plešovice* ($^{206}Pb/^{238}U$ вік 337,13 ± 0,37 млн рр. (Sláma et al., 2008)), для якого під час нашої аналітичної сесії отримано вік 338,7 ± 1,0 млн рр., і циркон *WRS* 1348 ($^{206}Pb/^{238}U$ вік 526,26 ± 0,70 млн рр. (Pointon et al., 2012)), який дав вік 526,6 ± 2,0 млн рр.

Ізотопний склад гафнію в цирконі аналізували за допомогою *LA-MC-ICP-MS* у лабораторії *MILESTONE* (*RéGEF ISOTOP-MTP*, Університет Монпельє (*Université de Montpellier*), м. Монпельє, Франція). Масспектрометр *Thermo Scientific Neptune XT* був підключений до лазера *Teledyne Cetac Analyte Excite+ Excimer* (193 нм). Аналізи проводили поверх U-Pb абляційних кратерів за допомогою пучка розміром 40 × 40 мкм. Точність і довготривалу відтворюваність вимірювань було визначено шляхом повторних аналізів трьох еталонних зразків циркону: *Mud Tank* ($^{176}Hf/^{177}Hf$ = 0,282512 ± 17, n = 55); *Plešovice* ($^{176}Hf/^{177}Hf$ = 0,282485 ± 15, n = 57) і *Temora*-2 ($^{176}Hf/^{177}Hf$ = 0,282673 ± 24, n = 29). Дані узгоджуються з прийнятим співвідношенням $^{176}Hf/^{177}Hf$ для *Mud Tank* (0,282504 ± 44 (Woodhead and Hergt, 2005)), *Plešovice* (0,282482 ± 13 (Sláma et al., 2008)) та *Temora*-2 (0,282680 ± 24 (Woodhead et al., 2004)). Початкові співвідношення $^{176}Hf/^{177}Hf$ були розраховані з використанням константи розпаду ^{176}Lu, наведе-

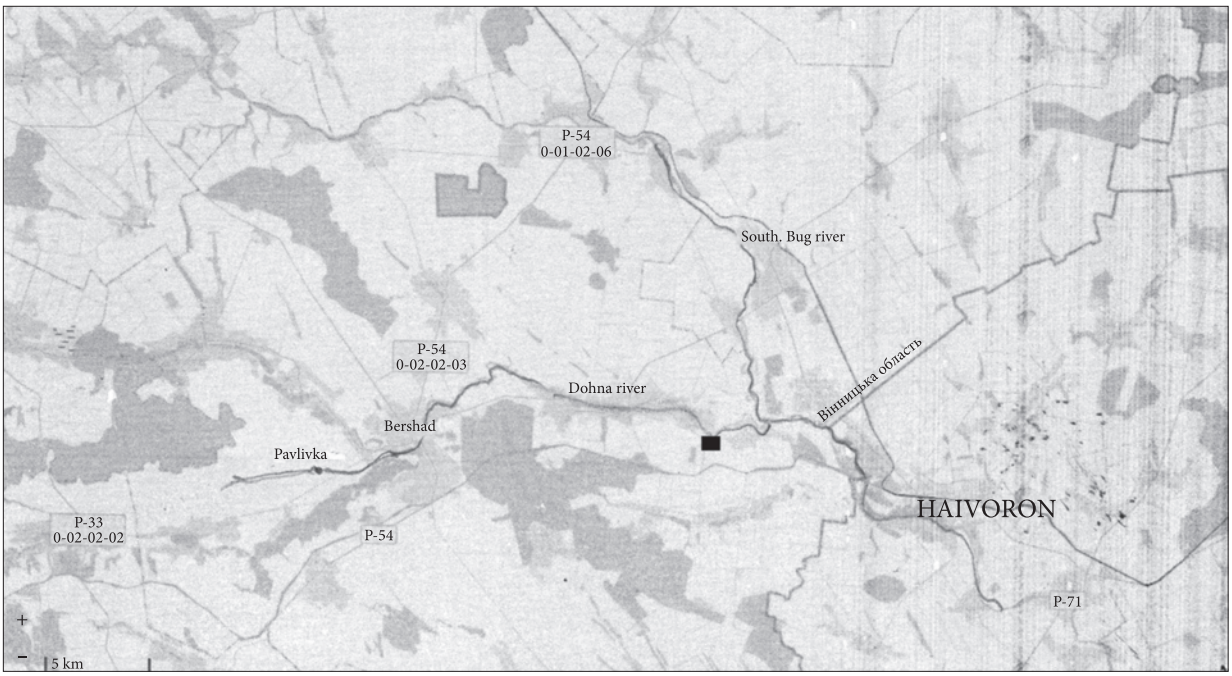

Рис. 1. Місце відбору проб гранітогнейсів (чорний квадрат) у відслоненні р. Дохни

Fig. 1. Location of the sampling site of the gneissic granite (indicated with a black square) in the Dokhna River

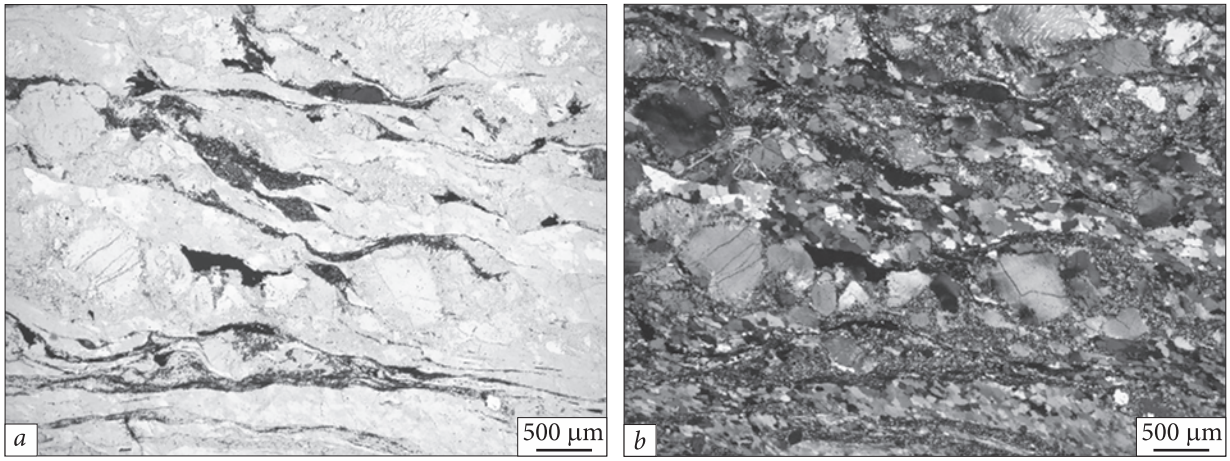

Рис. 2. Мікрофотографії шліфів гранітогнейсу із відслонення р. Дохни. Ніколі: *a* — паралельні; *b* — схрещені
Fig. 2. Microphotographs of gneissic granite from the Dokhna River outcrop in thin sections, analysers: *a* — parallel, *b* — crossed

ної в (Söderlund et al., 2004). Значення εHf(*t*) отримані з використанням $^{176}Lu/^{177}Hf$ = = 0,0336 та $^{176}Hf/^{177}Hf$ = 0,282785 для *CHUR* (Bouvier et al., 2008).

Катодолюмінесцентні зображення кристалів циркону отримано в дослідницькому центрі імені Джона де Летера при Університеті Кертіна (*John de Laeter research centre at Curtin University*) у м. Перті (Австралія) за допомогою приладу *Mira VP-FESEM*, обладнаного монохроматичним детектором катодолюмінесценції.

Валові хімічні аналізи порід виконано у лабораторії ІГМР НАН України. Вміст цирконію і гафнію у кристалах циркону отримано методом електроннозондового мікроаналізу на мікроаналізаторі *JCXA* фірми *JEOL* (Японія); вміст рідкісних і рідкісноземельних елементів визначено методом *ICP-MS* в лабораторії ІГМР НАН України (аналітики І.Д. Швайка, Л.І. Проскурка, І.А. Швайка).

Геологічна ситуація. У берегових відслоненнях р. Дохни на поверхню виходять смугасті сірі, зеленувато-, рожево-сірі та рожеві, дрібнозернисті до тонкозернистих, катаклазовані піроксенові гнейси, схожі на роговики, які під час удару легко розколюються та дзвенять. Більшість гнейсів переходять у гранітогнейси. І перші, і другі мають витягнуті бластокатакластичні структури з дрібними зернами кварцу, калієвого польового шпату (КПШ), які переважають у породах. Сірі та рожеві гнейси і гранітогнейси залягають згідно, іноді з чіткими контактами; інколи рожевий гнейс ніби просочує сірий. Зрідка трапляються пегматити рожевого, рожево-червоного кольору, які проникають в усі породи у вигляді тонких або широких прожилок. Характерні кілька зон дроблення малої товщини, породи в яких переважно рожево-червоні. У кар'єрах іноді спостерігають згідні пачки діопсид-гіперстен-роговообманкових кристалосланців темно-сірого до чорного кольору, завтовшки до 0,5 м, у яких на сонці видно більші кристали пірок-

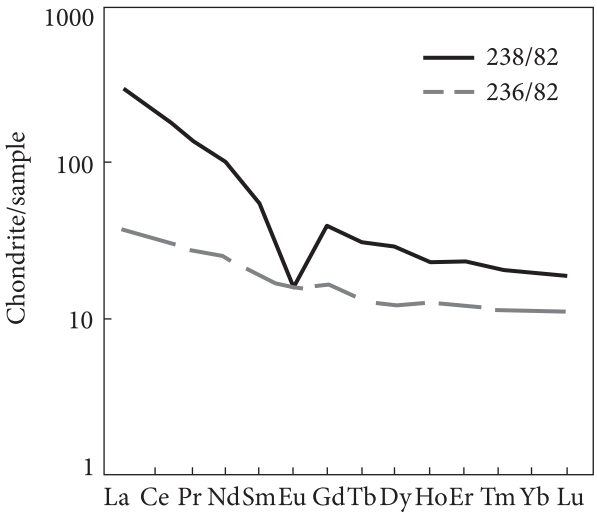

Рис. 3. Хондрит-нормований розподіл РЗЕ в гранітогнейсі (пр. 238/82) і кристалосланці (пр. 236/82) відслонень р. Дохни
Fig. 3. Chondrite-normalised REE pattern in gneissic granite (sample 238/82) and crystalline schist (sample 236/82) from outcrops at River Dokhna

сену на тлі дрібнозернистої маси. У кар'єрі у межах усього відслонення породи подібні.

Результати. ***Петрографія порід.*** Сірі й рожеві гнейси та гранітогнейси складені витягнутими в одному напрямі дрібними і тонкими зернами кварцу і пертитового ортоклазу видовжено-лінзоподібної форми, частково розвальцьованими, які ніби обволікають більші зерна кварцу, польового шпату і піроксенів.

Мінеральний склад гранітогнейсів: кварц, КПШ, піроксени (кліно- та ортопіроксен), рогова обманка, ільменіт, магнетит, циркон, ортит. Нормативний склад, %: кварц — 38,8; КПШ — 56,0 (*An* — 2,7, *Ab* — 25,2, *Or* — 28,1); піроксени — 2,7; інші мінерали — 2,5. Серед піроксенів переважає клінопіроксен зеленого кольору; рідше трапляються гіперстен, який плеохроює в рожевих тонах, і рогова обманка зеленого кольору. Поодинокі зерна піроксенів і рогових обманок розтягнуті в одному напрямі у вигляді лінзоподібних переривчастих, розвальцьованих смужок, в яких вони часто утворюють більші згладжені зерна. Породи збагачені магнетитом, ільменітом, які у шліфах також утворюють тонкі згідні смужки (рис. 2). З акцесорних мінералів значно переважає циркон.

Хімічний склад порід. Гранітогнейси відслонень р. Дохни віднесені до лейкогранітів

Таблиця 1. **Хімічний склад гранітогнейсів (%) з відслонень р. Дохни (Shcherbak et al., 2008)**
Table 1. **Chemical composition of gneissic granite (%) from the Dokhna River (Shcherbak et al., 2008)**

Oxide	Sample #			Oxide	Sample #		
	232/82	238/82	240/82		232/82	238/82	240/82
SiO_2	75.95	76.46	75.98	Na_2O	3.10	3.0	3.10
TiO_2	0.31	0.33	0.32	K_2O	4.32	4.76	4.44
Al_2O_3	11.54	11.54	11.70	P_2O_5	0.06	0.06	0.06
Fe_2O_3	1.08	0.68	1.08	CO_2	0.17	0.14	0.07
FeO	1.29	1.65	1.29	H_2O	0.09	Traces	0.03
MnO	—	0.04	—	LOI	0.21	0.33	0.03
MgO	0.16	0.08	0.32	Σ	99.51	99.85	99.58
CaO	1.23	0.78	0.88				

П р и м і т к а. Проба, колір: 232/82, 238/82 — сірий; 240/82 — червоний. Прочерк — не виявлено.

N o t e. Cataclased gneissic granite — samples 232/82 and 238/82 of grey colour; sample 240/82 — of red colour. Dash indicates not detected.

Таблиця 2. **Вміст рідкісних і рідкісноземельних елементів у гранітогнейсі та кристалосланці р. Дохни, ppm**
Table 2. **Concentration of trace elements in gneissic granites and crystalline schists along the Dokhna River, ppm**

Element	238/82	236/82	Element	238/82	236/82	Element	238/82	236/82	Element	238/82	236/82
Be	1.3	1.7	Ba	1244	1194	Sc	4.2	39.0	Dy	7.46	3.17
V	1.7	246	Pb	24.7	10.7	Y	37.7	16.0	Ho	1.33	0.72
Cr	4.2	484	Th	35.6	0.4	La	71.42	8.93	Er	3.83	2.03
Ni	0.41	180	U	4.3	0.24	Ce	131.36	20.19	Tm	0.55	0.30
Co	1.48	47.6	Zr	395	72.6	Pr	13.77	2.70	Yb	3.42	1.95
Cu	8.8	13.8	Sn	—	9.8	Nd	48.35	12.02	Lu	0.49	0.28
Zn	55.5	103.833	Nb	20.9	2.3	Sm	8.75	2.91	Σ	301.09	59.98
Ga	—	17.1	Hf	11.5	1.9	Eu	0.95	0.91	Eu/Eu*	0.34	0.89
Rb	121.7	187.9	Ta	1.21	0.49	Gd	8.24	3.37			
Sr	41.2	143.8	W	0.33	—	Tb	1.18	0.50			

П р и м і т к а. Прочерк — не виявлено.

N o t e. Dash indicates not detected.

Рис. 4. Катодолюмінесцентне зображення кристалів циркону із гранітогнейсу р. Дохни, пр. 238/82

Fig. 4. CL image of zircon from gneissic granite of the Dokhna River (sample 238/82)

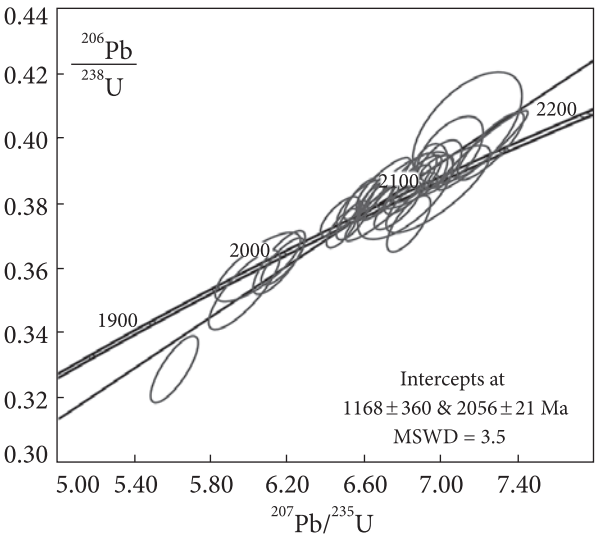

Рис. 5. U-Pb ізохрона з конкордією для циркону із гранітогнейсу р. Дохни, пр. 238/82

Fig. 5. U-Pb isochron with concordia for zircon from gneissic granite of the Dokhna River (sample 238/82)

(лейкоаляскітів або сублужних аляскітів) (табл. 1). Для них характерні вміст лугів 7,7 % з переважанням калію над натрієм, висока залізистість порід 78—90 %. Породи збагачені барієм, цирконієм, гафнієм, ураном, торієм, ніобієм і РЗЕ (табл. 2). З-поміж останніх переважає церій. Для гранітогнейсів характерна від'ємна Eu аномалія (рис. 3). Такий підвищений уміст елементів зазвичай характерний для порід монцонітового типу (Kryvdik, 2011).

Сірі і рожеві гранітогнейси досліджуваних відслонень збагачені магнетитом, що характерно для порід Середнього Побужжя. На думку (Yakovlev and Kravchenko, 1982), збагаченість, можливо, виникає за рахунок метаморфічної переробки мафітових гранулітів, які трапляються у всіх залізорудних комплексах гранулітової фації. У берегових відслоненнях р. Дохни гранулітами, що могли б бути джерелом магнетиту та ільменіту для гранітогнейсів, є мафітові двопіроксен-роговообманкові кристалосланці, які переважно згідно залягають у гнейсах та гранітогнейсах. Виявлено кристалосланці, в яких переважає рогова обманка, в інших — діопсид або гіперстен. Ділянками помітно інтенсивну біотитизацію цих порід. З-поміж акцесорних мінералів у кристалосланцях переважає апатит, наявні також магнетит, ільменіт, циркон. Як і в гранітогнейсах, текстура порід гнейсоподібна, катакластична, проявлена в деформації польових шпатів, кварцу, нерівномірному згасанні мінералів, розвитку вторинного амфіболу, біотиту. Породи збагачені ванадієм, хромом, нікелем, кобальтом, рубідієм, стронцієм, барієм, скандієм (табл. 2); збіднені торієм, ураном, цирконієм, свинцем, гафнієм, ніобієм, талієм; характеризуються низьким вмістом РЗЕ, практично відсутністю Eu аномалії, нефракціонованим або слабо фракціонованим розподілом РЗЕ (рис. 3).

Циркони. Кристали й уламки цирконів, як правило, згладжені, що уподібнює їх до кластогенного циркону. В породах наявні також кристали з чіткішим тетрагонально-призматичним обрисом, скляним блиском, прозорі. Колір великих кристалів світло-коричневий, блиск матовий. На катодолюмінесцентних зображеннях (рис. 4) циркони переважно дуже темні, іноді — зі світлішими ядрами. Видима зональність відсутня, натомість помітні змінення кристалів по тріщинках, а також темні "плями" метаміктного циркону.

Циркони із гранітогнейсів характеризуються високим вмістом U (мінімальний — 740 ppm, максимальний — 3660, середній — 2005 ppm) та Th (мінімальний — 50 ppm, максимальний — 1420, середній — 447 ppm).

Середнє Th/U відношення становить 0,23. Відношення ZrO_2/HfO_2 у центральних частинах кристалів і по краях практично однакові — 38,8—39,3, що свідчить про однорідність цирконів і відповідність їх породам кислого складу.

U-Pb датування. Ми продатували 30 кристалів циркону із гранітогнейсу, пр. 238/82. Отримані результати показані на рис. 5. Більшість значень конкордантні, проте вони "розтягнуті" вздовж конкордії приблизно від 2120 до 2000 млн рр. Вік, розрахований за верхнім перетином конкордії лінією регресії, становить 2056 ± 21 млн рр., тоді як середньозважений $^{207}Pb/^{206}Pb$ вік — 2049 ± ± 15 млн рр. Ми приймаємо це значення як таке, що найточніше відповідає часу кристалізації цирконів у досліджуваній породі. Характерно, що ми не виявили жодних реліктових або успадкованих кристалів циркону давнішого віку.

Ізотопний склад гафнію визначали у восьми продатованих раніше кристалах циркону. Отримані результати наведено на рис. 6 та у табл. 3. Початковий ізотопний склад гафнію в цирконах перераховано на вік у 2056 млн рр. Згідно з отриманими даними, величина εHf у цирконах із гранітогнейсів змінюється у вузькому діапазоні значень — від –10,6 до –12. Модельні гафнієві значення віку, розраховані за моделлю "кислої кори" (Griffin et al., 2004), варіюють від 3,2 до

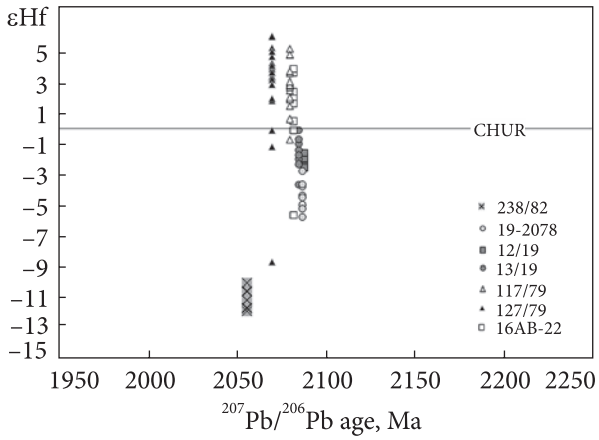

Рис. 6. Варіації ізотопного складу гафнію (εHf) в цирконах із палеопротерозойських порід Дністрово-Бузького блока. Проби: 238/82 — гранітогнейс, р. Дохна; 19-2078 — діорит, с. Ситківці (Reshetnyk et al., 2025); 12/19 — граніт, с. Шумилів (Stepanyuk et al., 2025); 13/19 — плагіограніт, там само (Stepanyuk et al., 2025); 117/79 — ендербіт, смт Тиврів (Lisna et al., 2023); 127/79 — те саме, с. Голоскове (Lisna et al., 2023); 16AB-22 — граніт, кар'єр Дністровської ГЕС (Francovschi et al., 2024)

Fig. 6. Hafnium isotopic composition (εHf) in zircon from Paleoproterozoic rocks of the Dniester-Bouh Domain of the Ukrainian Shield. Samples 238/82 — gneissic granite, (this work); 19-2078 — diorite, village of Sytkivtsi (Reshetnyk et al., 2025); 12/19 — granite, village of Shumyliv (Stepanyuk et al., 2025); 13/19 — plagioclase granite, village of Shumyliv (Stepanyuk et al., 2025); 117/79 — enderbite, village of Tyvriv (Lisna et al., 2023); 127/79 — enderbite, village of Holoskove (Lisna et al., 2023); 16AB-22 — granite, open pit of the Dniester HPP (Francovschi et al., 2024)

Таблиця 3. **Ізотопний склад гафнію в цирконах із гранітогнейсу р. Дохни, пр. 238/82**
Table 3. **Hafnium isotope composition in zircon from gneissic granite of the Dokhna River (sample 238/82)**

Spot #	Isotope ratios								Model ages, Ma	
	$^{176}Hf/^{177}Hf$	$^{176}Lu/^{177}Hf$	±1s	$^{176}Yb/^{177}Hf$	$^{176}Hf/^{177}Hf_T$	±s	$εHf_T$	±2s	Felsic crust	Mafic crust
1	0.281219	0.001664	0.000087	0.040839	0.281154	0.000010	–11.2	0.7	3163	3958
2	0.281220	0.001280	0.000031	0.035597	0.281170	0.000008	–10.7	0.5	3134	3909
3	0.281219	0.002183	0.000009	0.061618	0.281133	0.000010	–12.0	0.7	3201	4024
4	0.281207	0.001755	0.000025	0.041513	0.281138	0.000006	–11.8	0.4	3192	4009
5	0.281204	0.001288	0.000035	0.027856	0.281154	0.000009	–11.2	0.6	3164	3960
6	0.281196	0.000635	0.000016	0.017363	0.281171	0.000008	–10.6	0.6	3131	3905
7	0.281225	0.002167	0.000051	0.056185	0.281140	0.000007	–11.7	0.5	3189	4003
8	0.281241	0.001423	0.000071	0.042117	0.281186	0.000010	–10.1	0.7	3105	3860

П р и м і т к а. Модельні значення віку за моделлю "кислої" та "основної" кори розраховані за значень $^{176}Lu/^{177}Hf$ відношення 0,015 (Griffin et al., 2004) та 0,021 (Kemp et al., 2006) відповідно.

N o t e. Model ages for the "acid" and "basic" crust models were calculated for $^{176}Lu/^{177}Hf$ ratios of 0.015 (Griffin et al., 2004) and 0.021 (Kemp et al., 2006), respectively.

3,1 млрд рр., а за моделлю "основної кори" (Kemp et al., 2006) — від 4,0 до 3,9 млрд рр.

Обговорення. Лейкограніти та аплітоїдні й апліто-пегматоїдні граніти в Кореляційній хроностратиграфічній схемі Українського щита (Yesypchuk et al., 2004) віднесені до побузького комплексу віком 2500—2380 млн рр. На думку (Shcherbakov, 2005), цей комплекс об'єднує, можливо, генетично різні гранітоїди: лейкограніти "токарівського" типу, розвинені в Первомайсько-Голованівському районі; аплітоїдні граніти подільського комплексу Верхнього Побужжя (Shcherbak, 1975); лейкократові двопольовошпатові гнейси лейкогранулітової формації (Lazko et al., 1975). Спільними рисами для всіх цих порід є, як правило, двопольовошпатовий склад, сіре, зеленувато-, рожево-сіре, рожеве забарвлення й асоціація з рожевими пегматоїдними гранітами. Подібні лейкократові кварц-польовошпатові породи описані в Придністров'ї як лептитові гнейси, внаслідок палінгенезу яких, імовірно, утворились аляскітові граніти (Venediktov, 1969). За систематикою М.І. Безбородька (Bezborodko, 1934), який виділяє три родини чарнокітів, — чарнокіти, україніти (монцоніти) і бугіти, — гранітогнейси р. Дохни однозначно належать до чарнокітів, основною характеристикою яких є перенасиченість SiO_2 (75—76 %), високий вміст кварцу (20—50 %), збагачення ортоклазом (18—40 %). Проте лейкограніти р. Дохни мають дещо підвищений вміст РЗЕ, ніобію, урану, торію, барію, цирконію, гафнію, що характерно для монцонітових порід. Тому, можливо, їх варто відносити до монцо-чарнокітів. Циркони лейкогранітів представлені короткопризматичними, іноді біпірамідальними кристалами цирконового типу, подібними за морфологією до кристалів, характерних для більшості двопольовошпатових гранітів, зокрема сієнітових порід (Krochuk et al., 1989). Циркони за віком (2056 ± ± 21 млн рр.) близькі до порід новоукраїнського комплексу, які віднесені до глибинних інтрузивних утворень (Shumlyanskyy and Petrenko, 2015). Але, на відміну від них, гранітогнейси р. Дохни збагачені магнетитом, можливо, через локалізацію в субмеридіональній зоні Павлівської групи магнітних аномалій, розрізи яких вінчають, як правило, двопольовошпатові гранітогнейси лейкогранулітової формації (Lysak, Pashchenko, Zyultsle, 1983), подібні за мінеральним складом до гранітогнейсів р. Дохни.

За віком досліджені нами гранітогнейси близькі також до палеопротерозойських гранітоїдів Дністрово-Бузького району (Lisna et al., 2023; Francovschi et al., 2024; Stepanyuk et al., 2025; Reshetnyk et al., 2025), але різко відрізняються за ізотопним складом гафнію (рис. 6), який є найбільш нерадіогенним. Як наслідок, найдавніший модельний вік за моделлю кислої кори становить 3200—3100 млн рр., тобто близький до віку поширених у цьому районі мезоархейських порід тоналіт-трондьєміт-гранодіоритової асоціації (Lesnaya, 1988; Lesnaya et al., 1995; Stepanyuk et al., 2020). Вочевидь, гранітогнейси р. Дохни утворились завдяки магматичному перетворенню мезоархейського протоліту, в результаті стали подібні до порід "лейкогранулітової формації" (Ponomarenko et al., 2018). Відсутність успадкованих давніших кристалів циркону виключає можливість формування гранітогнейсів унаслідок метаморфічного перетворення.

Висновки. Гранітогнейси відслонень р. Дохни представлені лейкогранітами, уран-свинцевий вік цирконів у яких становить 2056 ± ± 21 млн рр. Вони належать до побузького комплексу, для порід якого властиве деяке збагачення рідкісними і рідкісноземельними елементами. Ізотопний склад гафнію свідчить, що гранітогнейси утворились за рахунок переплавлення корових порід мезоархейського віку.

Автори вдячні д-ру геол.-мін. наук, проф. С.Г. Кривдіку за цінні поради під час написання статті. Висловлюємо щиру вдячність О.В. Ковтуну, І.А. Швайці та Л.І. Проскурці за допомогу в роботі; особлива подяка рецензентам статті і членам редколегії журналу.

REFERENCES / ЛІТЕРАТУРА

Bezborodko, M.I. (1934), *Monzonites of Ukraine*, Vol. 5, No. 2, Pr. Ukr. Geol. Institute, Kyiv, pp. 3-66 [in Ukrainian]. [Безбородько, М.І. (1934), *Монцоніти України.* Тр. Укр. геол. ін-ту. **5**, вип. 2. С. 3—66.

Bouvier, A., Vervoort, J.D. and Patchett, P.J. (2008), *Earth Planet. Sci. Lett.,* Vol. 273, pp. 48-57. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010

Francovschi, I., Shumlyanskyy, L., Grytsenko, V., Hoffmann, A., Wilde, S.A. and Bekker, A. (2024), *Precam. Res.*, Vol. 413, 107572. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2024.107572

Griffin, W.L., Belousova, E.A., Shee, S.R., Pearson, N.J. and O'Reilly, S.Y. (2004), *Precam. Res.,* Vol. 131, pp. 231-282. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.12.011

Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Paterson, B.A. and Kinny, P.D. (2006), *Nature,* Vol. 439, pp. 580-583. https://doi.org/10.1038/nature04505

Krochuk, V.M., Lehkova, G.V., Galaburda, Yu.A., Orsa, V.I. and Usova, L.V. (1989), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 11, No. 5, Kyiv, pp. 18-30 [in Russian].

[Крочук, В.М., Легкова, Г.В., Галабурда, Ю.А., Орса, В.И., Усова, Л.В. (1989), *Мінерал. журн.* **11**, № 5. С. 18—30.]

Kryvdik, S.G. and Bezsmolova, N.V. (2011), *Geol. Journ.*, No. 3, Kyiv, pp. 39-45. https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2011.3.139155

[Кривдік, С.Г., Безсмолова, Н.В. (2011), *Геол. журн.* № 3. С. 39—45.]

Lazko, E.M., Kyrylyuk, V.P., Sivoronov, A.A. and Yatsenko, G.M. (1975), *Lower Precambrian of the western part of the Ukrainian Shield (age complexes and formations),* Vyshcha shkola, Lvov, 239 p. [in Russian].

[Лазько, Е.В., Кирилюк, В.П., Сиворонов, А.А., Яценко, Г.М. (1975), *Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации).* Львов: Вища шк. 239 с.]

Lesnaya, I.M. (1988), *Geochronology of charnockitoids of the Bouh area,* Nauk. dumka, Kyiv, 136 p. [in Russian].

[Лесная, И.М. (1988), *Геохронология чарнокитоидов Побужья.* Киев: Наук. думка. 136 с.]

Lesnaya, I.M., Plotkina, T.E., Stepanyuk, L.M. and Bartnitsky, E.N. (1995), *Geochemistry and ore formation,* No. 21, pp. 56-69 [in Russian].

[Лесная, И.М., Плоткина, Т.Э., Степанюк, Л.М., Бартницкий, Е.Н. (1995), *Геохимия и рудообразование.* № 21. С. 56—69.]

Lisna, I.M., Ponomarenko, O.M., Shumlyanskyy, L.V., Larikov, A.L., Somka, L.V., Hulko, V.V. and Kovalenko, O.O. (2023), *Mineral. Journ. (Ukraine),* Vol. 45, No. 2, Kyiv, pp. 99-115 [in Ukrainian]. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.02.099

[Лісна, І.М., Пономаренко, О.М., Шумлянський, Л.В., Ларіков, А.Л., Сьомка, Л.В., Гулько, В.В., Коваленко, О.О. (2023), *Мінерал. журн.* **45**, № 2. С. 99—115.]

Lysak, A.M., Pashchenko, V.G. and Zyultsle, V.V. (1983), *Geolog. Journ.*, Vol. 43, No. 5, Kyiv, UA, pp. 99-109 [in Russian].

[Лысак, А.М., Пащенко, В.Г., Зюльцле, В.В. (1983), *Геол. журн.* **43**, № 5. С. 99—109.]

Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J. and Hergt, J. (2011), *J. Anal. At. Spectrom.*, Vol. 26, pp. 2508-2518. https://doi.org/10.1039/c1ja10172b

Pointon, M.A., Chew, D.M., Ovtcharova, M. and Sevastopulo, G.D. and Crowley, O.G. (2012), *J. Geol. Soc. London*, Vol. 169, pp. 713-271. https://doi.org/10.1144/jgs2011-092

Ponomarenko, A.N., Gintov, O.B. and Stepanyuk, L.M. (2018), *Geophys. Journ.,* Vol. 40, No. 5, Kyiv, pp. 47-70 [in Russian]. https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147474

[Пономаренко, А.Н., Гинтов, О.Б., Степанюк, Л.М. (2018), *Геофиз. журн.* **40**, № 5. С. 47—70.]

Reshetnyk, M.M., Shumlyanskyy, L.V., Chew, D., Dhuime, B., Wudarska, A. and Starokadomsky, D.L. (2025), *Mineral. Journ. (Ukraine),* Vol. 47, No. 3, Kyiv, pp. 55-68 [in Ukrainian]. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.47.03.055

[Решетник, М.М., Шумлянський, Л.В., Чью, Д., Дьюйм, Б., Вударська, А., Старокадомський, Д.Л. (2025), *Мінерал. журн.* **47**, № 3. С. 55—68.]

Shcherbak, N.P. (1975), *Precambrian petrology and geochronology of the Western part of the Ukrainian Shield,* Nauk. dumka, Kyiv, 269 p. [in Russian].

[Щербак, Н.П. (1975), *Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита.* Киев: Наук. думка. 269 с.]

Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Lesnaya, I.M., Ponomarenko, O.M. and Shumlyanskyy, L.V. (2008), *Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Proterozoic*, Nauk. dumka, Kyiv, 240 p. [in Russian].

[Щербак, Н.П., Артеменко, Г.В., Лесная, И.М., Пономаренко, А.Н., Шумлянский, Л.В. (2008), *Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой.* Киев: Наук. думка. 240 с.]

Shcherbakov, I.B. (2005), *Petrology of the Ukrainian Shield,* PH "Western Ukr. Consult. Center", Lvov, 366 p. [in Russian].

[Щербаков, И.Б. (2005), *Петрология Украинского щита.* Львов: Изд-во "Западн. Укр. консалт. центр", 366 с.]

Shumlyanskyy, L.V. and Petrenko, O.V. (2015), *Geol. and Mineral. Bull. Kryvyi Rih Nat. Univ.,* No. 1(33), pp. 80-87 [in Ukrainian].

[Шумлянський, Л.В., Петренко, О.В. (2015), *Геол.-мінерал. вісн. Криворіз. нац. ун-ту.* № 1(33). С. 80—87.]

Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S., Morris, G.A., Nasdala, L. and Norberg, N. (2008), *Chem. Geol.*, Vol. 249, pp. 1-35. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005

Söderlund, U., Patchett, P.J., Vervoort, J.D. and Isachsen, C.E. (2004), *Earth Planet. Sci. Lett.,* Vol. 219, pp. 311-324. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00012-3

Stepanyuk, L.M., Shumlyanskyy, L.V., Chew, D. and Dhuime, B. (2025), *Mineral. Journ. (Ukraine),* Vol. 47, No. 2, Kyiv, pp. 88-100 [in Ukrainian]. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.47.02.088

[Степанюк, Л.М., Шумлянський, Л.В., Чью, Д., Дьюйм, Б. (2025), *Мінерал. журн.* **47**, № 2. С. 88—100.]

Stepanyuk, L.M., Shumlyanskyy, L.V., Gatsenko, V.O., Lisna, I.M., Dovbush, T.I., Wilde, S.A., Nemchin, A.A., Bagiński, B. and Bilan, O.V. (2020), *Mineral. Journ. (Ukraine),* Vol. 42, No. 3, Kyiv, pp. 50-68 [in Ukrainian]. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.03.050

[Степанюк, Л.М., Шумлянський, Л.В., Гаценко, В.О., Лісна, І.М., Довбуш, Т.І., Вайлд, С.А., Немчин, А.А., Багински, Б., Білан, О.В. (2020), *Мінерал. журн.* **42**, № 3. С. 50—68.]

Venediktov, V.M. (1969), *Proc. AS UkrSSR, Ser. B,* No. 9, Kyiv, pp. 775-778 [in Russian].

[Венедиктов, В.М. (1969), *Доп. АН УРСР, Сер. Б.* № 9. С. 775—778.]

Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C. and Spiegel, W. (1995), *Geost. and News lett*., No. 19, pp. 1-23. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x

Woodhead, J., Hergt, J., Shelley, M., Eggins, S. and Kemp, R. (2004), *Chem. Geol.,* Vol. 209, pp. 121-135. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.04.026

Woodhead, J.D. and Hergt, J.M. (2005), *Geost. and Geoanal. Res.,* Vol. 29, pp. 183-195. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2005.tb00891.x

Yakovlev, B.G. and Kravchenko, G.L. (1982), Abstr. Vol. Sympos. *"Regional metamorphism and metamorphogenic ore formation",* 25.02.1982, Vinnytsa, UA, pp. 223-225 [in Russian].

[Яковлев, Б.Г., Кравченко, Г.Л. (1982), *Тез. докл. V Всесоюз. симпоз. "Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование",* 25.02.1982. Винница. С. 223—225.]

Yesypchuk, K.Yu., Bobrov, O.V., Stepanyuk, L.M., Shcherbak, M.P., Glevaskyy, Ye.B., Skobelev, V.M., Drannyk, A.S. and Heichenko, M.V. (2004), *Correlation chronostratigraphic chart of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield (explanatory note)*, UkrDGRI, Kyiv, 30 p. [in Ukrainian].

[Єсипчук, К.Ю., Бобров, О.Б., Степанюк, Л.М., Щербак, М.П., Глеваський, Є.Б., Скобелєв, В.М., Дранник, А.С., Гейченко, М.В. (2004), *Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (поясн. зап.).* Київ: УкрДГРІ. 30 с.]

Received 11.03.2025

O.M. Ponomarenko [1], DrSc (Geology), Academician of NAS of Ukraine, Director
E-mail: pan.igmof@gmail.com; https://orcid.org/0000-0002-5179-6091
L.V. Shumlyanskyy [1–3], DrSc (Geology), Professor
E-mail: lshumlyanskyy@yahoo.com; https://orcid.org/0000-0002-6775-4419
I.M. Lisna [1], PhD (Geology, Mineralogy), Senior Research Fellow
E-mail: Lesirmich@ukr.net; https://orcid.org/0000-0001-7545-1752
L.V. Somka [1], Researcher Fellow
E-mail: liudmylas26@gmail.com; https://orcid.org/0000-0002-7059-2502
O.E. Kyshchuk [1], PhD Student
E-mail: olegkyshchuk@gmail.com; https://orcid.org/0009-0009-4426-7149
[1] M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine, Kyiv
[2] Institute of Geological Sciences of the Polish Academy of Sciences, Krakow, Poland
[3] Curtin University, Perth, Australia

NATURE AND AGE OF GRANITE GNEISSES FROM THE BANKS OF THE DOKHNA RIVER (MIDDLE BOUH AREA)

In the Middle Bouh region in the western part of the Ukrainian Shield, greenish-grey and pink-grey gneissic granite and pink aplite-pegmatoid granites are widespread. A band of such formations is also traced in the outcrops of the Dokhna River, where they have a stratified position, developed after the primary rocks, forming either gneisses or gneissic granite. These rocks are distinctly banded, with a small amount of dark-coloured minerals (clino- and orthopyroxenes), oversaturated in SiO_2 (75—76%), quartz (up to 50%), and rich in orthoclase. Chemically, all gneissic granites (grey and pink) are rich in iron leucogranites (or subalkaline alaskites), that is, magmatic leucocratic two-feldspar rocks with a Fe/(Fe+Mg) ratio of 0.87—0.90. A study of the granite-gneisses of the Dokhna River revealed their peculiarity: on one hand, enrichment in REE, Nb, Zr, zircon, and orthite, making them similar to monzonite-type rocks. On the Rb — (Y+Nb) diagram, leucogranites fall into the field of island-arc granitoids at the boundary with intraplate granites, alongside charnockitoids of the Novoukrainka Complex. The age of zircons is 2056±21 Ma. On the other hand, the rocks of the Dokhna River are enriched in magnetite and ilmenite, possibly due to their location in the sublatitudinal zone of the Pavlivka magnetic anomalies. The isotopic composition of hafnium in zircons from granite-gneisses ($\varepsilon Hf = -10.6$ to -12) suggests that these rocks formed through remelting of a Mesoarchean tonalite-trondhjemite-granodiorite protolith.

Keywords: Dokhna River outcrop, gneisses and gneissic granite, zircon, monzonite, leucogranite, REE, Paleoproterozoic, granulite metamorphism.