

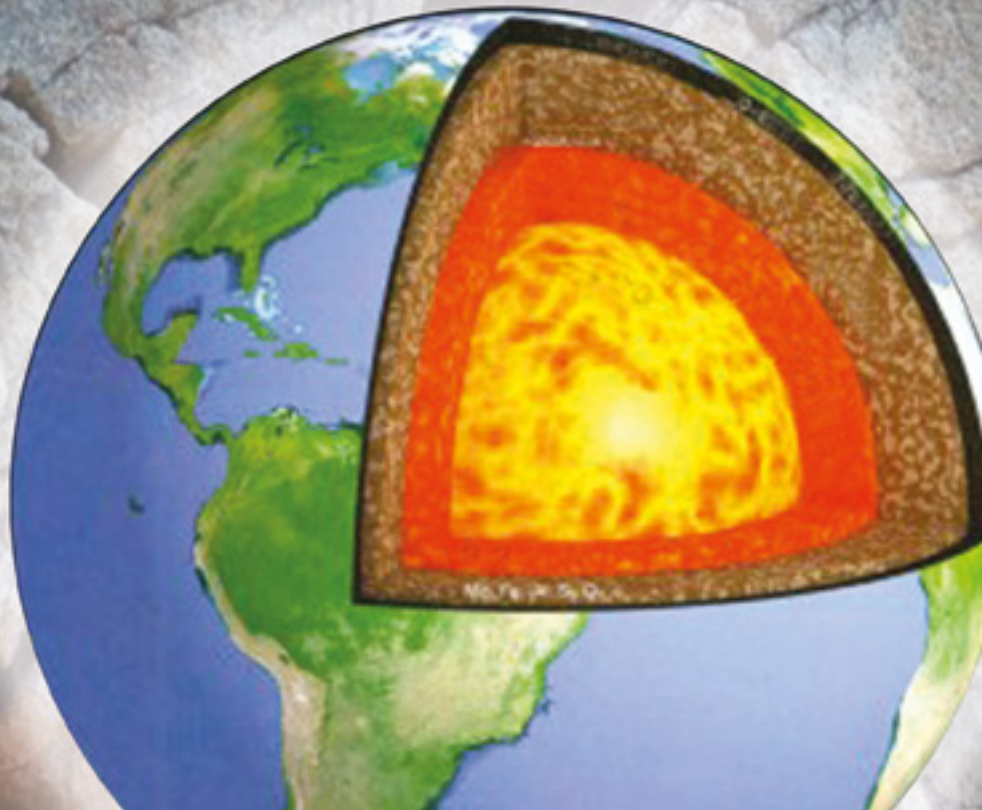
ISSN 1025-6814 (Print)  
ISSN 2522-4107 (Online)

# ГЕОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ



## GEOLOGIČNĪJ ŽURNAL

**3** (384)  
2023



**ЗАСНОВНИКИ:**

Національна академія наук України  
Інститут геологічних наук НАН України

**ВИДАВЕЦЬ:**

Інститут геологічних наук НАН України

**РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ**

*Головний редактор*

НЕМИРОВСЬКА Т.І. (Інститут геологічних наук  
НАН України, Київ, Україна)

*Заступник головного редактора*

ШЕХУНОВА С.Б. (Інститут геологічних наук  
НАН України, Київ, Україна)

АНИСТРАТЕНКО О.Ю. (Інститут зоології  
ім. І. І. Шмальгаузена НАН України, Київ, Україна)

БАЯРИ С. (Університет Хасеттепе, Анкара, Туреччина)

БУГАЙ Д.О. (Інститут геологічних наук НАН України,  
Київ, Україна)

ГНТОВ О.Б. (Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна  
НАН України, Київ, Україна)

ДИКАНЬ Н.І. (Інститут геологічних наук  
НАН України, Київ, Україна)

ДУБЛЯНСЬКИЙ Ю.В. (Інститут геології і палеонтології  
Університету Інсбрука, Інсбрук, Австрія)

КОМАР М.С. (Національний науково-природничий  
музей НАН України, Київ, Україна)

КРИВДІК С.Г. (Інститут геохімії, мінералогії та  
рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ,  
Україна)

МАЛИК ПИТЕР (Відділ гідрогеології та геотермальної  
енергії Геологічної служби Словацької Республіки,  
Братислава, Словацька Республіка)

МАРКС ЛЕШЕК (Варшавський університет, Варшава,  
Польща)

ОЛЬШТИНСЬКА О.П. (Інститут геологічних наук  
НАН України, Київ, Україна)

ПЕРИТ ТАДЕУШ МАРЕК (Державний геологічний  
інститут, Варшава, Польща)

РІДУШ Б.Т. (Чернівецький національний університет  
ім. Федьковича, Чернівці, Україна)

РЯБОКОНЬ Т.С. (Інститут геологічних наук  
НАН України, Київ, Україна)

ТЕМОВСКИ М. (Дослідницький центр ізотопної  
кліматології та навколишнього середовища Інституту  
ядерних досліджень Угорської Академії наук, Дебрецен,  
Угорщина)

ШЕСТОПАЛОВ В.М. (Інститут геологічних наук  
НАН України, Київ, Україна)

Свідоцтво про державну реєстрацію друкованого засобу масової інформації  
серія КВ № 13744-2718 ПР від 28.02.2008 р.

Рекомендовано до друку  
редакційною колегією журналу

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи до державного реєстру видавців, виготівників  
і розповсюджувачів видавничої продукції серія ДК № 4631 від 14.10.2013 р.

**FOUNDERS:**

National Academy of Science of Ukraine  
Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine

**EDITOR:**

Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine

**EDITORIAL BOARD**

*Editor-in-Chief*

NEMYROVSKA T.I. (Institute of Geological Sciences of  
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

*Deputy Editor-in-Chief*

SHEKHUNOVA S.B. (Institute of Geological Sciences of  
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

ANISTRATENKO O.Yu. (I.I. Schmalhausen Institute of  
Zoology of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

BAYARI S. (Hacettepe University, Ankara, Turkey)

BUGAY D.O. (Institute of Geological Sciences of  
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

GINTOV O.B. (S.I. Subbotin Institute of Geophysics of  
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

DYKAN N.I. (Institute of Geological Sciences of NAS of  
Ukraine, Kyiv, Ukraine)

DUBLYANSKY Yu.V. (Institute of Geology and  
Palaeontology, Innsbruck University, Innsbruck, Austria)

KOMAR M.S. (National Museum of Natural History of  
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

KRYVDIK S.G. (M.P. Semenenko Institute of  
Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of  
Ukraine, Kyiv, Ukraine)

MALIK PETER (Department of Hydrogeology &  
Geothermal Energy, ŠGÚDŠ — Geological Survey of Slovak  
Republic, Bratislava, Slovak Republic)

MARKS LESZEK (University of Warsaw, Warsaw, Poland)

OLSHTYNSKA O.P. (Institute of Geological Sciences of  
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

PERYT TADEUSZ MAREK (State Geological Institute,  
Warsaw, Poland)

RIDUSH B.T. (Fedkovich Chernivtsy National University,  
Chernivtsy, Ukraine)

RYABOKON T.S. (Institute of Geological Sciences of  
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

TEMOVSKI M. (Isotope Climatology and Environmental  
Research Centre, Institute for Nuclear Research, Debrecen,  
Hungary)

SHESTOPALOV V.M. (Institute of Geological Sciences of  
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

# ГЕОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ



## GEOLOGIČNĪJ ŽURNAL

# 3 (384) 2023

НАУКОВИЙ ЖУРНАЛ  
ЗАСНОВАНИЙ  
У БЕРЕЗНІ 1934 РОКУ  
ВИХОДИТЬ 4 РАЗИ НА РІК  
КИЇВ

### ЗМІСТ

#### Дослідницькі та оглядові статті

Покалюк В.В., Бобров О.Б., Верховцев В.Г. Білозерська серія Українського щита: проблеми стратиграфії і кореляції ..... 3

Кривдік С.Г., Цимбал О.Ю. Особливості процесу фенітизації в езоконтактових ореолах лужно-ультраосновних порід північно-західної частини Українського щита ..... 33

Mytrokhyun O.V., Gavryliv L.I., Bakmutov V.G. Late Cenozoic magmatism on the Wilhelm Archipelago, Graham Coast of the Antarctic Peninsula ..... 45

Іванова А.В., Зайцева Л.Б. Вулканізм як важливий фактор формування речовинно-петрографічного складу вугілля ..... 64

Гнилко С.Р., Гнилко О.М., Супрун І.С., Наварівська К.О., Генералова Л.В. Стратиграфія верхньокрейдових відкладів з океанічними червоноколірними верствами (CORBs), Українські Карпати ... 79

Крохмаль О.І., Комар М.С., Аністратенко О.Ю., Логвиненко В.М., Іванов Д.В. Нове місцезнаходження середньоплейстоценової фауни та палинофлори Русава-2 (Україна): геологія, палеонтологія, палеогеографія, відносна геохронологія..... 108

#### Втрати науки

Ковальчук М.С. Світлої пам'яті ученого, педагога, організатора науки та освіти Ореста Ілляровича Матковського (17 листопада 1929 – 23 березня 2023) .. 126

#### Із історії науки

Веклич О.Д. Олена Семенівна Липник (до 100-річчя від дня народження) ..... 132

#### Анонси

Деревська К.І., Нестеровський В.А., Руденко К.В., Лівенцева Г.А. Перспективи співробітництва між геологічними музеями України та Іспанії. .... 148

### CONTENTS

#### Research and Review Papers

Pokalyuk V.V., Bobrov O.B., Verkhovtsev V.G. Bilozerska series of the Ukrainian Shield: problems of stratigraphy and correlation ..... 3

Kryvdik S.G., Tsybmal O.Yu. Peculiarities of fenitization process in exocontact aureoles of alkaline-ultrabasic rocks in the North-Western part of the Ukrainian Shield ..... 33

Mytrokhyun O.V., Gavryliv L.I., Bakmutov V.G. Late Cenozoic magmatism on the Wilhelm Archipelago, Graham Coast of the Antarctic Peninsula ..... 45

Ivanova A.V., Zaitseva L.B. Volcanism as an important factor in the formation of the material-petrographic composition of coal ..... 64

Hnylko S.R., Hnylko O.M., Suprun I.S., Navarivska K.O., Heneralova L.V. Stratigraphy of the Upper Cretaceous sediments with oceanic red beds (CORBs), Ukrainian Carpathians ..... 79

Krokhmal O.I., Komar M.S., Anistratenko O.Y., Logvynenko V.M., Ivanoff D.V. Rusava-2, a new locality of Mid-Pleistocene fauna and palynoflora in Ukraine: geology, palaeontology, palaeogeography and relative geochronology ..... 108

#### Losses of science

Kovalchuk M.S. To the bright memory of a scientist, teacher, organizer of science and education Orest Illiarovych Matkovskyyi (November 17, 1929 – March 23, 2023). ... 126

#### From the history of science

Veklych O.D. Olena Semenivna Lypnyk (to 100th anniversary from the birth)..... 132

#### Announcement

Derevska K.I., Nesterovskyyi V.A., Rudenko K.V., Liventseva H.A. Prospects for cooperation between geological museums of Ukraine and Spain ..... 148

**Адреса редакції:**

01601 Київ-54, вул. О. Гончара, 55-б  
Інститут геологічних наук НАН України  
Тел: 486-38-76  
E-mail: [geojournal@igs-nas.org.ua](mailto:geojournal@igs-nas.org.ua)

Відповідальний секретар *Н.І. Дугіна*  
Редактор *І.І. Сміль*

Технічний редактор *С.О. Шадріна*  
Комп'ютерна верстка *Н.К. Резнік*

Підп. до друку 25.09.2023 р. Формат 60 × 84/8.  
Гарн. Minion Pro. Ум. друк. арк. 00,00. Обл.-вид. арк. 00,00.  
Тираж 100 пр. Зам. № 0000

---

Тираж виготовлено

Свідоцтво про внесення до Державного реєстру суб'єктів  
видавничої справи серії ДК №

<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.279613>  
УДК 551.71/.72 (477)

## Білозерська серія Українського щита: проблеми стратиграфії і кореляції

В.В. Покалюк<sup>1\*</sup>, О.Б. Бобров<sup>2</sup>, В.Г. Верховцев<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», Київ, Україна  
E-mail: pvskan@ukr.net; verkhovtsev@ukr.net

<sup>2</sup> Геологічна експертна компанія ABMAV Sub Sahara (SL) Ltd, Freetown, Sierra Leone  
E-mail: albobrov@ukr.net

\*Автор для кореспонденції

Обговорено проблемні питання геологічної структури Білозерської зеленокам'яної структури Українського щита, її стратиграфічної будови, формаційного складу та абсолютного віку породних асоціацій, що її складають. Розглянуто взаємозв'язки міжрегіональної кореляції білозерської та криворізької серій Українського щита. Запропоновано суттєві корективи у діючу схему стратиграфії білозерської серії. Зазначено необхідність скасування надзалізородного метаосадового стратону (нині переверзівська світа), повернувшись до традиційної двохсвітної будови білозерської серії, яка складається з підзалізородної суттєво теригенної та залізородної теригенно-хемогенної залізисто-кременистої світ. Запропоновано авторську інтерпретацію складчастої будови центральної зони Білозерської структури, яка дозволяє безсуперечливо пояснити всі складнощі її стратиграфії, узгодити стратиграфічну позицію «теплівської асоціації» Білозерського синклінорію з позицією «талькового горизонту» криворізької серії та показати відповідність у загальній послідовності стратонів між відкладами білозерської та криворізької серій. Показано за комплексом ознак повну літолого-стратиграфічну і формаційну корелятивність білозерської серії з розрізом криворізької серії в обсязі скелюватсько-саксаганського осадового циклу. Рекомендовано об'єднати криворізьку і білозерську серії в єдиний надрегіональний та надсеріальний таксон – криворізько-білозерський стратиграфічний комплекс.

**Ключові слова:** Український щит; архей–протерозой; білозерська серія; криворізька серія; стратиграфія; кореляція.

Цитування: Покалюк В.В., Бобров О.Б., Верховцев В.Г. Білозерська серія Українського щита: проблеми стратиграфії і кореляції. *Геологічний журнал*. 2023. № 3 (384). С. 03–32. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.279613>  
Citation: Pokalyuk V.V., Bobrov O.B., Verkhovtsev V.G. 2023. Bilozerska series of the Ukrainian Shield: problems of stratigraphy and correlation. *Geologičnij žurnal*, 3 (384): 03–32. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.279613>

© Видавець Інститут геологічних наук НАН України, 2023. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

© Publisher Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, 2023. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

## Вступ

Проблема стратиграфії білозерської серії, її положення в загальній послідовності ранньодокембрійських утворень та кореляції з іншими регіональними стратонами Українського щита (УЩ) залишається однією з найактуальніших і дотепер до кінця не вирішених проблем геології докембрію України. Вирішення цієї проблеми залежить від всебічного обговорення питань, що стосуються двох основних тем: 1) тектонічного морфотипу Білозерської структури, її внутрішньої будови, стратиграфічної послідовності та набору формацій, літолого-петрографічного складу порід; 2) абсолютного віку утворень, що її складають. Неузгодженість поглядів дослідників за цими напрямками призвела до нинішньої парадоксальної ситуації, коли в останній стратиграфічній схемі, затвердженій Національним стратиграфічним комітетом (НСК) України (Кореляційна..., 2004), такий крупний стратон, як білозерська серія, не має своїх прямих або ймовірних корелянтів у суміжних мегаблоках. Між тим, безумовно, такі є у зв'язку зі спільністю історико-геологічного розвитку всього УЩ у ранньому докембрії, існуванням загальних закономірностей у його будові (особливо для східної половини УЩ). Як такий прямий корелянт для білозерської серії багато хто давно розглядає криворізьку серію, з якою перша має багато подібних рис за літологічним складом порід, набором і послідовністю формацій. Певною перешкодою до безпосередньої кореляції зазначених серій виступає зафіксований для білозерської серії архейський вік (Кореляційна..., 2004), тоді як криворізька серія є еталоном палеопротерозою для УЩ. Тому проблема стратиграфічної позиції білозерської серії потребує додаткового обговорення та аргументації.

*Мета статті* – надати аналіз проблеми стратиграфії та кореляції білозерської серії УЩ і запропонувати оптимальні шляхи її вирішення.

## Ретроспективний аналіз загальної проблеми виділення та кореляції білозерської серії

Уперше найменування «білозерська світа/серія» з'явилося наприкінці 1950-х років у зв'язку

з пошуковим розбурюванням на залізні руди Білозерської зеленокам'яної структури (БЗС) та інших зеленокам'яних структур Середнього Придніпров'я – ЗС СП (Семененко и др., 1956, 1959). Білозерська серія як верхня істотно метаосадова частина розрізу БЗС була запропонована М.М. Доброхотовим із співавторами (Доброхотов и др., 1960). У Верхівцівській ЗС (ВЗС) аналогічні утворення називали верхньою бузулуцькою (Макухина, 1959), верхньою верхівцівською (верхівцівсько-теплівською) (Макухина, Стульчиков, 1972), верхівцівською серією (Семененко, Бойко, 1972); у Конкській ЗС – верхньою конкською серією (Ладиева, 1964, 1965). Уже на самому початку робіт стало зрозуміло, що розріз Білозерської структури, так само, як і розрізи сусідніх Конкської та Верхівцівської структур, складається двома різними петростратиграфічними комплексами (породними асоціаціями/частинами розрізу): нижнім істотно метавулканогенним і верхнім істотно метаосадовим. Нині вони зафіксовані (Кореляційна..., 2004) як відповідно конкська і білозерська серії. Розуміння зазначених комплексів як самостійних хроностратиграфічних підрозділів у ранзі серій з'явилося практично відразу, як стали відомі основні риси геологічної будови цих структур (Макухина, 1959; Доброхотов и др., 1960; Ладиева 1964, 1967; Каляев, 1965). Паралельно існувала думка про ранг зазначених частин розрізів як світ єдиної конксько-верхівцівської серії (Гладкий, 1970; Гузенко, 1970, 1972). Відповідно до таких різних уявлень, намітилися два підходи до оцінки віку зазначених комплексів та їхньої кореляції з розрізом Криворізького синклінорію, що на той час був вивчений уже досить повно. Деякі дослідники розглядали розрізи зеленокам'яних структур Середнього Придніпров'я (ЗС СП) у своїх генералізованих послідовностях цілком порівнянними з розрізом Криворізької структури, а отже, приблизно одновіковими (Макухина, 1959; Доброхотов и др., 1960; Каляев, 1965; Лазько и др., 1979; Белевцев, 1981). Інші вчені (Ладиева 1964, 1967; 1978; Гладкий, 1970; Гузенко, 1970, 1972; Доброхотов, 1971) встали на позицію їхнього розрізнення, вважаючи ЗС СП давнішими за Криворізьку структуру. Слід сказати, що таке «протиставлення» багато в чому було зумовлене відомчим фактором у дослідженнях, коли вивченням Криворізької

структури, з одного боку, і ЗС СП – з іншого, займалися різні геологічні організації, що курувалися різними геологічними школами. Незгодженість теоретичних настанов і подекуди нестача фактичних даних призвели на початку 1970-х років до відриву Криворізької структури від загального контексту ЗС СП і на довгі роки закріпили «непорівнянність» їхніх розрізів. Формально це проявилось в об'єднанні рішенням Української міжвідомчої стратиграфічної комісії (УРМСК) вищезгаданих комплексів ЗС СП у складі єдиної конксько-верхівцівської серії архейського віку (Бабков и др., 1970), давнішої за вулканогенні й осадові формації Криворізького синклінорію; нижня істотно метавулканітова та верхня істотно метаосадова частини розрізів ЗС СП почали при цьому розглядатись у ранзі світ цієї серії. Інший чинник, що не сприяв проведенню внутрішньо- і міжрегіональних кореляцій, – вузько локальний структурно-територіальний принцип (а не речовинно-парагенетичний, формаційний) під час виділення стратиграфічних серій, який широко застосовувався на початкових етапах проведення геологозйомочних робіт. Наслідком цього стало виникнення безлічі найменувань для одних і тих самих структурно-речовинних та хроностратиграфічних породних рівнів, але розвинених у сусідніх структурах.

У 1980-х роках тривала дискусія про порівнянність розрізів ЗС СП і Криворізької структури. З'явилися нові ізотопні архейські датування білозерської серії (Щербак и др., 1985, 1986). Вийшли друком узагальнювальні роботи за опорними розрізами конксько-верхівцівської серії, що розглядають будову ЗС СП на позиціях їхнього давнішого (архейського) віку (Ганоцький, Струева, 1986, 1988а, б). У цей самий час опубліковано низку статей М.В. Кушинова на підставі нових матеріалів буріння в Білозерському районі, в яких автор обстоював повну корелятивність білозерського і криворізького рівнів осадконакопичення (Кушинов, 1981а, б, 1985, 1987). Доречно згадати думку геологів, які проводили впродовж 10 років геологічну зйомку масштабу 1:50 000 Білозерського району (Коваленко и др., 1980, 1986) та дійшли висновку про необґрунтованість включення білозерської світи до конксько-верхівцівської серії. На їх погляд, породи біло-

зерської світи за літолого-петрографічним складом порід, ступенем метаморфізму, загальною геолого-структурною позицією є аналогом нижньопротерозойських утворень криворізької серії. Є.М. Лазько та В.П. Кирилюк зі співавторами неодноразово наголошували на очевидній необхідності переведення конкської та білозерської світ у ранг серій і пропонували розглядати спільно криворізьку та білозерську серії в єдиному криворізько-білозерському комплексі палеопротерозойського віку (Лазько, 1982; Лазько и др., 1983, 1986).

На початку 1990-х років намітилося повернення до вихідного розуміння верхньої і нижньої частин розрізів ЗС СП у ранзі серій (Колий и др., 1991). Рішенням Міжвідомчого стратиграфічного комітету (МСК) України 1992 року конксько-верхівцівську серію було поділено на дві серії – конкську і білозерську за назвами структур, де наявні їхні стратотипові розрізи (Легенда..., 1996). Білозерська серія вперше отримала найменування світ (знизу вверх): *михайлівська, запорізька, переверзівська*. Накопичений на початок 1990-х років новий фактичний матеріал про будову нижніх істотно вулканогенних частин розрізів Криворізької структури і ЗС СП дозволив упевнено корелювати їх у єдиний архейський конкський рівень (Бобров, 1993а; Кулиш, Покалюк, 1993). Після радіологічного підтвердження архейського віку метавулканітів новокриворізької світи нижньої частини розрізу Криворізької структури (Степанюк и др., 2011) таке зіставлення було закріплено рішенням НСК України у 2015 р. (Про діяльність..., 2018). Що ж до верхніх суттєво метаосадових частин розрізів ЗС СП і Криворізької структури (власне білозерської та криворізької серій), то їхнє зіставлення досі наштотується на «нездоланий» бар'єр радіологічних даних і деяких додаткових «відмінностей» у стратиграфічних послідовностях та літолого-петрографічному складі порід. До таких «відмінностей» належать: 1) присутність у складі білозерської серії рідкісних і малопотужних прошарків кислих вулканітів, тоді як у криворізькій серії вони відсутні; 2) «значний» об'єм туфогенного матеріалу у складі білозерської серії; 3) відсутність у криворізькому розрізі надзалізорудного вулканогенного стратону – аналога теплівської світи БЗС та ВЗС; 4) «значна різниця» в потужностях джеспілітових і теригенних формацій.

Суттєвого просування в усуненні цих суперечностей було досягнуто О.Б. Бобровим, який на підставі нових даних картування та переінтерпретації геолого-геофізичних матеріалів показав повну відповідність розрізу верхньої істотно метасадової частини розрізу ВЗС (тоді – білозерської світи) і криворізької серії в об'ємі скелюватської та саксаганської світ (Бобров, 1991, 1993а, 1996). На жаль, традиції ігнорування численних фактичних даних замість їх обговорення призвели до відтермінування вирішення питання хроностратиграфічної кореляції криворізької та білозерської серій. Перешкодою залишався архейський вік кислих вулканітів і деякі «невідповідності» послідовності стратонів у ВЗС. Обговоренню цих нюансів і «кардинальних відмінностей», що залишилися, і присвячена ця публікація.

### **Характер взаємовідношення між конкською і білозерською серіями**

Саме визнання конкської і білозерської частин розрізів ЗС СП у ранзі серій передбачає наявність між ними великої перерви та неузгодженості, що розділяють великі історичні етапи розвитку території з різним стилем тектонічних рухів і петро-літогенезу. Дані про цю структурну і стратиграфічну неузгодженість висвітлено в роботах (Ніконов, Струєва, 1966; Ладиева, 1967; Гузенко, 1970; Ніконов, Ганоцький, 1971; Кушинов, 1981, 1987; Колий и др., 1991; Бобров, Гулий, 1996). Серед ознак неузгодженості вказують: 1) налягання базальних відкладів ранньобілозерського рівня на різні літолого-стратиграфічні підрозділи (формації) конкського рівня; 2) присутність у ранньобілозерських метаконгломератах і метапісковиках великої кількості уламків порід розміщених нижче асоціацій конкського рівня (залізистих кварцитів, уламків вулканітів основного та кислого складу); 3) різний характер складчастих форм і простягання структур; 4) різні кути падіння порід по обидва боки від контакту; 5) відмінності в ступені метаморфізму; 6) різка зміна формаційних типів відкладів; 7) наявність гранітоїдного комплексу, який поділяє їх у часі (тоналіт-плагіогранітна формація).

У Криворізькій структурі подібну неузгодженість між нижньою істотно метавулканогенною і верхньою метасадовою (власне кри-

ворізькою) частинами розрізу зафіксовано достовірно на підставі прямих ознак: 1) у межах Центрально-Саксаганського району картографічно встановлена кутова неузгодженість у вигляді примикання з кутом до 20° підосви metabазитів новокриворізької світи до лінії підосви метакластогенної скелюватської світи; 2) на більшій частині простягання Криворізької структури більш як у 27 перетинах розкрито горизонт залишкового метаселювію на metabазитах новокриворізької світи (Покалюк, Кулиш, 2004); 3) у базальних груботеригенних відкладах скелюватської світи (метаконгломератах, метапісковиках, метагравелітах) у значній кількості присутні змінні диметаморфічним гіпергенезом уламки нижчих базитів новокриворізької світи. Безпосередній контакт між світами переважно різкий, проте в окремих випадках він має видимість поступового переходу. Так, на ділянці Основної синклінали за керном свердловин зафіксовано «перехідну» товщу потужністю до 100 м, складену головним чином несорттованими сланцевими продуктами руйнування і перевідкладення розташованих нижче основних вулканітів із поступово зростаючою роллю вверх по розрізу прошарків метапісковиків (Покалюк, Кулиш, 2004). Видимість «поступового» контакту в даному випадку ми пояснюємо активним прогинанням локальних ділянок, до яких в період передскелюватської континентальної перерви зносився матеріал зруйнованих вулканітів. Імовірно, подібною окремою ситуацією слід пояснювати згадки про узгоджене залягання білозерської світи на відкладах конкської світи та поступовий контакт між ними в межах Верхівцівської (Ганоцький, Струєва, 1988) та Білозерської (Доброхотов и др., 1960; Ганоцький, Струєва, 1988) зеленокам'яних структур. На не з'ясований до кінця (через невелику кількість свердловин) характер контакту між базавлуцькою і білозерською світами вказує Г.Ф. Гузенко (Гузенко, 1972); контакт часто тектонізований або супроводжується інтрузіями ультрабазитів.

Загалом можна вважати, що, незважаючи на слабку вивченість контакту між конкською і білозерською серіями в Білозерському районі (відсутність безпосередніх докладних описів зони контакту, відсутність задокументованих горизонтів метаморфізованих кір вивітрювання, неточність/умовність простеження по ла-



тералі границі між серіями на більшій частині синклінорію), цей контакт з огляду на різку зміну формаційних парагенезів несе риси великої регіональної неузгодженості, аналогічної такій між новокриворізькою і скелюватською світами Криворізької структури.

### Сучасна схема стратиграфічного розчленування білозерської серії (Кореляційна..., 2004)

Ця схема успадковує рішення МСК України 1992 року (Легенда..., 1996). Білозерська серія складається з трьох світ (знизу вверху): *михайлівської, запорізької та переверзівської*; серія залягає з перервою та неузгодженістю на конкській серії й також неузгоджено перекривається так званою теплівською метавулканогенною товщею, що завершує архейську послідовність розрізів ЗС СП. Однак у пояснювальній записці до схеми (Кореляційна..., 2004) теплівська товща є вже четвертою (найвищою) світою білозерської серії: *михайлівська світа* складена сланцями кварц-серицитовими, кварц-хлорит-серицитовими, кварц-біотит-серицитовими, апокератофірами, аподіабазами, метаріодацитами, метаріолітами, слюдистими і залістими кварцитами; *запорізька* – сланцями і залістими кварцитами; *переверзівська світа* репрезентована кварцитами залістими і безрудними, сланцями хлоритовими та хлорит-роговообманковими; *теплівська* – метавулканітами різного складу з переважанням основних, які чергуються з метапсковиками, кварц-амфіболовими й кварц-серицит-хлоритовими сланцями.

Зауважимо, що ця лаконічна інформація про білозерську серію, що стосується як кількості та послідовності, так і породного складу конкретних світ, багато в чому не відповідає відомим фактичним матеріалам, накопиченим за минулі 50 років. Тому, на думку авторів, не може розглядатися як уніфікована схема, призначена для практичного використання. Критичні зауваження щодо цієї схеми були висловлені в роботі (Ганоцький, Кравченко, 1997). Зокрема, звернуто увагу на відсутність достатньої інформації про обґрунтування і літолого-петрографічний склад виділених світ. На більш детальному розборі проблемних питань стратиграфії білозерської серії ми зупинимося нижче.

### Проблеми тектонотипу, внутрішньої розломно-складчастої будови Білозерської структури та пов'язані з ними питання стратиграфії

Уявлення про обсяг, стратиграфічну послідовність і потужність стратонів білозерської серії безпосередньо залежать від поглядів на тектоніку району та прийнятої моделі внутрішньої розломно-складчастої будови БЗС. Ці погляди історично змінювалися і досі не є однозначними. На самому початку вивчення БЗС деякі дослідники припускали для неї антиклінальну структуру (Доброхотов и др., 1960; Гузенко и др., 1962), згодом відмовившись від цього на користь синклінальної будови. Переважна більшість фахівців розглядала загальну тектонічну структуру БЗС подібно до інших ЗС СП – як складно побудований синклінорій. По краях синклінорію (на заході, півночі та сході) розвинені більш давні породи конкського рівня, тоді як центральна частина складена породами білозерської серії. Залізозорудна формація займає приосьову частину структури, витягуючись у субмеридіональному напрямку вузькою переривчастою смугою. Південні обмеження структури у зв'язку із зануренням під фанерозойський чохол не вивчені. Виходячи з цієї загальної синклінорної моделі, стратиграфічний розріз білозерської серії (раніше світи) традиційно розглядали як такий, що складається з двох основних стратонів (знизу вверху): нижнього істотно метатеригеного (підзалізозорудного) та верхнього залістозорудного (власне залізозорудного) (Гузенко, 1972; Корреляционная..., 1980; Стратиграфические..., 1985; Щербак и др., 1985; Ганоцький, Кравченко, 1997). У рамках цієї моделі деякі дослідники виділяли ще саму верхню малопотужну (< 300 м) третю світу – надзалізозорудну істотно метабазитового складу (Гузенко, 1970). При цьому широкі поля метатеригенних порід на захід і схід від смуги залістозорудної товщі. Найбільш наочно така переважно двокомпонентна модель білозерської серії виявлена на Північно-Білозерському родовищі/ділянці. Тут представлена одна смуга залістозорудних порід потужністю до 300 м, лінійно витягнута в північ-північно-західному напрямку на відстані близько 10 км, що займає приосьову



**Рис. 1.** Схематична геологічна карта Білозерського залізорудного району та геологічний розріз по лінії I-I (Лисенко та ін., 2020; Липилин и др., 1984):

*Сурський комплекс:* 1 – діорити; 2 – плагіограніти. Конкська серія: 3 – сурська світа (амфіболіти, сланці плагіоклаз-хлорит-амфіболові й тальк-карбонат-серпентин-амфіболові, прошарки рудних і безрудних кварцитів, серпентиніти); 4 – чортомлицька світа (метабазальти, метадацити, метаріодацити, метадолерити); 5 – солонівська світа (метаріодацити, метаріоліти, метадацити). *Білозерська серія:* 6 – михайлівська світа (кварцові, аркозові метапісковики, метагравеліти, метаконгломерати, сланці філітоподібні та вуглецеві, метаріодацити); 7 – запорізька світа (сланці і кварцито-сланці кварц-хлоритові, кварц-карбонат-хлоритові); 8 – залізорудний горизонт запорізької світи (магнетитові, гематит-мартитові, хлорит-гематит-мартитові кварцити та багаті залізні руди, сланці магнетит-амфібол-кварцові); 9 – теплівська товща – переважно метабазити\* (\*виправлення наше); 10 – ультрабазити варварівського комплексу (серпентиніти, тремоліти); 11 – головні розломи (арабські цифри у квадратах): 1 – Центральний; 2 – Діагональний; 3 – Західний; 4 – Північно-Східний; 12 – родовища заліза (римські цифри в кружках): I – Північно-Білозерське; II – Західна ділянка; III – ділянка св. 188; IV – Північне замикання; V – Південно-Білозерське; VI – Переверзівське; VII – Південне

**Fig. 1.** Schematic geological map of the Bilozersky iron ore district and geological section along the I-I line (Lysenko et al., 2020; Lipilin et al., 1984):

*Sursky complex:* 1 – diorites; 2 – plagiogranites. *Konkska series:* 3 – Surska Suite (amphibolites, plagioclase-chlorite-amphibole and talc-carbonate-serpentine-amphibole schists, layers of ore and ore-free quartzites, serpentinites); 4 – Chortomlytska Suite (metabasalts, metadacites, metariodacites, metadoleresites); 5 – Solonivska Suite (metariodacites, metariolites, metadacites). *Bilozerska series:* 6 – Mykhailivska Suite (quartz, arkose metasandstones, meta gravelites, metaconglomerates, phyllite and carbonaceous schists, metariodacites); 7 – Zaporizka Suite (schists and quartz-chlorite, quartz-carbonate-chlorite schists and quartz schists); 8 – iron ore horizon of the Zaporizka Suite (magnetite, hematite-martite, chlorite-hematite-martite quartzites and rich iron ores, magnetite-amphibole-quartz schists); 9 – Teplivka Formation – mainly metabasites\* (\*correction by us); 10 – ultrabasites of the Varvarivsky Complex (serpentinites, tremolites); 11 – main faults (Arabic numerals in squares): 1 – Central; 2 – Diagonal; 3 – Western; 4 – North-Eastern; 12 – iron deposits (Roman numerals in circles): I – North-Bilozerske; II – Western area; III – area of well 188; IV – Northern closure; V – Pivdenno-Bilozerske; VI – Pereverzivske; VII – South

частину синклінорію. На захід і схід від неї симетрично, але не рівнозначно за потужністю розташовуються давніші товщі – спочатку метатеригенні асоціації підзалізорудної світи/підсвіти, а потім істотно вулканогенні асоціації конкського рівня. Таким чином, чітко дешифрується загальна синклінальна будова ділянки; смуга залізистих порід, розташовуючись у ядрі структури, складає стиснуту ізоклінальну синклінальну складку, ускладнену поздовжніми порушеннями (Лисенко та ін., 2020); будь-який надзалізорудний метаосадовий стратон тут відсутній; потужність білозерської серії в обох бортах синкліналі становить не більше 1500 м.

У 1975 р. висловлено альтернативну точку зору про моноклінальну в цілому будову БЗС (Винниченко, 1975), що спричинило згодом низку змін у кількості виділених світ та їх послідовності. На місці колишньої підзалізорудної нижньобілозерської підсвіти у східній частині структури було виділено в окремий стратон надзалізорудну істотно метатеригенну підсвіту. Таким чином загальний розріз білозерської світи став складатися з трьох істотно метаосадових підрозділів (підсвіт). У 1992 р. у зв'язку з переведенням білозерської світи до рангу серії ці підсвіти були переведені до рангу світ і отримали власні назви (михайлівська, запорізька та переверзівська) (Легенда..., 1996). Незважаючи на слабку аргументацію такої тричленної будови та критичність найменування михайлівської світи, які підкреслені в роботі (Ганоцкий, Кравченко, 1997), ці зміни залишаються дотепер у схемі НСК (Корреляційна..., 2004), змушуючи багатьох сучасних авторів декларувати подвійну позицію, «приспосовуючись» до схеми НСК. Так, в одній із останніх публікацій з Білозерського залізорудного родовища (Лисенко та ін., 2020) на наведеній геологічній карті переверзівська світа не показана; на її місці розміщено відклади михайлівської світи (рис. 1).

У цей же час у тексті статті переверзівська світа згадується як член загальної стратиграфічної послідовності синклінорію у контексті посилання на стратиграфічну схему 2004 року (Корреляційна..., 2004).

На наше переконання, ситуацію з надзалізорудною переверзівською світою необхідно вирішувати на користь її скасування та повернення до традиційної двохсвітної структури

білозерської серії. Літолого-петрографічні свідчення повної тотожності між породами михайлівської і переверзівської світ будуть розглянуті нижче.

Уявлення про порядок стратифікації та потужність менших стратиграфічних підрозділів в обсязі горизонтів і підсвіт всередині білозерської серії визначаються, крім загальної макротектонічної моделі, більшою мірою диз'юнктивно-плікативною тектонікою вищих порядків. Тут існують також кілька варіантів інтерпретації внутрішньої будови центральної зони синклінорію, що визначають різні погляди на послідовність та обсяг стратиграфічних підрозділів.

Приосьова частина Південно-Білозерського району на широті Південно-Білозерського та Переверзівського родовищ, де розвинені залізисті породи, – найскладніша в тектонічному відношенні, витягнута в субмеридіональному напрямку ділянка, розшифровка структури якої далека від повної ясності. Тут у досить вузькій зоні чергуються залізисто-кременисті породи запорізької світи, пластове тіло метаяльтрабазитів так званого Південно-Білозерського масиву до кінця не з'ясованої генетичної природи, метабазити проблемного генезису (дайки або вулканіти), різні метатеригенні породи (парасланці, метапісковики, метаконгломерати), що відносять до різних стратиграфічних підрозділів. Залізисто-кременисті породи запорізької світи витягуються з півдня на північ безперервною смугою товщиною приблизно 350 м на відстані близько 16 км. У своєму північному закінченні ця смуга зазнає флексуроподібного завороту/закручування, утворюючи структуру на кшталт периклінального замка з обрізаним східним крилом. Загальне падіння порід у приосьовій частині синклінорію – на схід під кутами 65–80°, падіння порід у замковій субширотній частині – на північ під крутими кутами (Доброхотов и др., 1960; Кушинов, 1981а; Еремеев, 1989). Із заходу до залізорудної смуги згідно примикають (через зону перешарування) метатеригенні піщано-сланцеві породи михайлівської світи. Зі сходу до залізорудної смуги, загалом повторюючи її складчасті вигини, на відстані 12 км прилягає пластове тіло Південно-Білозерського метаяльтрабазитового масиву потужністю до 1 км. Ще далі на схід залягають метатеригенні

відклади переверзівської світи. До східного обмеження тіла метаультрабазитів та прилеглих порід переверзівської світи приурочена зона поздовжнього Центрального розлому/насуву з системою оперяючих близькопаралельних розривів. Основне порушення, що проходить східною межею метаультрабазитів, за даними М.В. Кушинова, трасується лінійною дайкою епідіабазів протяжністю близько 8 км і максимальною товщиною 200 м, яка супроводжується численними апофізами меншої товщини (Кушинов, 1985). Повсюдно епідіабазити мають активні контакти з вміщуваними породами (метаультрабазитами, залістистими кварцитами, метатеригенними породами) (Кушинов, 1985). За іншими даними (Берзенин, Ганоцький, 1985; Ганоцький, Струева, 1986), зазначені metabазити є стратифікованими метавулканітами, що складають вузьку ядерну частину Південно-Білозерської синкліналі У самій смузі залізисто-кременистих порід запорізької світи інтенсивно розвинена дрібна ізоклінальна складчастість різних порядків з широко проявленими структурами міжпошарової течії та будинажу (Еремеев, 1989). Крім поздовжніх порушень, фіксується ряд поперечних зсувів-скидів. Усе це призводить до дисгармонізації вихідного стратиграфічного порядку, до кулісно-лінзоподібної будови всього «пирога» відкладів з елементами подвоєння чи повторення горизонтів. Цілком очевидно, що для розшифровки тектонічної будови такої складної зони та правильного відображення порядку стратифікації порід недостатньо розрізів з окремих опорних свердловин або профілів.

Основним маркером для інтерпретації складчастої структури приосьової зони Південно-Білозерського району синклінорію виступає смуга залістистих порід запорізької світи. В залежності від антиклінальної, синклінальної або моноклінальної моделі цієї зони, а також від того, які тектонічні смуги/лінзулуски дослідники відносять до західного крила, а які до східного, залежить різний порядок стратифікації, що приймається.

Перший варіант інтерпретації складчастої структури передбачає будову приосьової зони Південно-Білозерського району як ізоклінальної антикліналі з периклінальним північним замком (Доброхотов и др., 1960; Гузенко и др., 1962; Кушинов, 1981а, б; Еремеев, 1989;

Лисенко та ін., 2018). У такому випадку залізиста формація складає крила антикліналі. Послідовність стратонів буде зворотною по відношенню до прийнятої нині – сланці та метапісковики на захід від залізородної смуги займатимуть надзалізородну позицію, а породи, що розташовуються всередині північного замка, займатимуть підзалізородну позицію. Модель входить у протиріччя з достовірно встановленим підзалізородним положенням піщано-сланцевої товщі (нині михайлівської світи) на захід від залізородної смуги.

Другий варіант передбачає моноклінальну будову на всьому перетині БЗС на широті Переверзівського родовища з послідовним нарощуванням розрізу із заходу на схід (Винниченко, 1975).

Третій варіант найбільш поширений (Ладиева, 1967, 1978; Гузенко, 1970; Белевцев и др., 1981; Лисенко та ін., 2020): залізиста смуга являє собою ізоклінальну синкліналь з центриклінальним замиканням у північній частині; при цьому присутнє головним чином тільки західне крило синкліналі, східне ж крило на більшій своїй частині зрізане Центральним розломом/насувом і збереглося лише у вигляді невеликого фрагмента в північному замку. Цей варіант узгоджується з належністю потужних метатеригенних товщ на схід та захід від залізистої формації до підзалізородних утворень, при цьому допускає наявність малопотужного локального надзалізородного стратону в ядерній частині північного замка Південно-Білозерської синкліналі, складеного як метавулканогенними, так і метатеригенними породами. Модифікований різновид цього варіанту (рис. 1) передбачає в ядерній частині синклінального замка наявність тектонічного клина, складеного підзалізородними метатеригенними відкладами. Цей варіант входить у протиріччя (примітка наша. – Авт.) з північним падінням порід у замковій частині складки – у разі такого падіння замок не є центрикліналлю, а сама складка не є відкритою синкліналлю. Суперечність усувається у разі пирнаючого синклінального замка, коли північне падіння із глибиною змінюється на південне.

Четвертий можливий варіант, який пропонується до розгляду авторами, – залізиста смуга є вузькою кільовидною синкліналлю, що зазнає на своєму північному закінченні попере-

чного флексуроподібного завороту; при цьому на всьому простяганні присутні обидва крила синкліналі. У цьому випадку ось синкліналі розташовується усередині смуги залістистої формації, повторюючи її поперечні вигини. Відповідно до цього варіанту в загальній структурі БЗС взагалі відсутні будь-які надзалізорудні стратони. Північний «замок» Південно-Білозерської складки тут не є перикліналлю або центрикліналлю, а є флексуроподібною структурою кільцеподібної синкліналі внаслідок пластичної течії з підворотом перед будь-яким бар'єром. Бар'єром у даному разі слугує міжблокова межа по лінії Діагонального скидодвигу. Варто зазначити, що залістисті кварцити і сланці є дуже компетентним матеріалом для розвитку структур міжшарової течії та будинажу, розвитку кулісно-линзовидної ізоклінальної складчастості. У Білозерському родовищі такі структури чітко виражені (Еремеев, 1989). Інші породи (метапісковики, амфіболіти) менш схильні до такої складчастості; в них частіше розвинені пологі складки та блокова тектоніка. На користь такого варіанту будови Південно-Білозерського району свідчить структура, встановлена для Північно-Білозерського району, де відсутні надзалізорудні метаосадові утворення, а сама смуга залістистих порід є вузькою ізоклінальною синкліналлю, слабо запрокинутою на захід, ускладненою поздовжніми порушеннями (Лисенко та ін., 2020). Іншим свідченням такої будови є спрямовані зміни гранулометричних парагенезів у смугі метаконгломератів на схід від залістистих порід. Тут в обсязі теригенної товщі потужністю приблизно 130 м (розріз св. 267) встановлено послідовне спрямоване зменшення у західному напрямку (через перешарування та поступове скорочення частки прошарків метаконгломератів) розмірності гранулометричних парагенезів метакластолітів – від метаконгломератів до алевросланців (Ніконов, Струева, 1966; Коваленко и др., 1979). Така спрямованість добре узгоджується з належністю товщі метакластолітів до східного (а не західного) крила синкліналі, при цьому породи товщі займатимуть стратиграфічну позицію нижче (а не вище) залізорудної формації. Як відомо, трансгресивний порядок розрізу (знизу вверх) від грубо- до тонкоуламкових і далі до хомогенних відкладів є типовим для стратиграфічної послідовності скелюватсько-

саксаганського циклу криворізької серії. Пропонований варіант складчастої структури центральної зони БЗС виключає взагалі присутність будь-якого (осадового або вулканогенного) надзалізорудного стратону у складі білозерської серії.

Таким чином, не з'ясована до кінця внутрішня структура центральної частини синклінорію дотепер є джерелом неоднозначних трактувань про порядок стратифікації, при цьому існування надзалізорудних стратонів (переверзівської світи та теплівської товщі/світи) не може вважатися надійно встановленим фактом.

Запропонована нами модель дозволяє пояснити всі складнощі складчастої структури приосьової частини БЗС, узгодити стратиграфічну позицію «теплівської асоціації» Білозерського синклінорію з позицією «талькового горизонту» криворізької серії та показати повну відповідність загальної послідовності стратонів між відкладами білозерської і криворізької серій.

## Проблема стратотипу білозерської серії

За стратотип білозерської серії вважають розріз верхньої істотно осадової частини БЗС, хоча тут немає повних її перетинів, стратиграфічні розрізи світ (крім залізорудної запорізької світи) є фрагментарними, внутрішня будова і взаємовідношення світ, підсвіт, товщ, горизонтів до кінця не з'ясовані внаслідок інтенсивної складчастості та зсуво-насувної тектоніки. Тому пріоритет БЗС серед інших ЗС СП у найменуванні серії зумовлений скоріше не наявністю тут стратотипового розрізу, а ширшим і потужнішим розвитком відкладів залістисто-кременистої формації, що являють собою промислові руди хорошої якості.

Найбільш повні, перекриті та системно вивчені розрізи білозерської серії на сьогоднішній день наявні не в Білозерській, а у Верхівцівській структурі – за лініями Гранівського, Теплівського, Алферівського та інших структурних профілів. У цьому полягає специфіка проблеми стратотипу білозерської серії.

Опорним для розуміння розрізу білозерської серії ВЗС є розріз по лінії *Гранівського структурного профілю* (Ганоцький, Струева, 1988). Тут досягнуто повного перекриття, за винятком

кількох малопотужних пачок, не зачеплених бурінням. Розріз білозерської серії (за першоджерелом – світи) в цьому перетині був поділений на три підсвіти. З незрозумілих міркувань нижня товща потужністю 1160 м (південно-західна частина профілю), яка складена на 90 % метаяльтрабазитами (базит-метаяльтрабазити сурської світи, парагенерації КТ-1–КТ-3, за О.Б. Бобровим), включена до складу білозерської світи як нижня підсвіта. Очевидно, її варто відносити до конкського формаційного рівня. Метаяльтрабазити перекриваються з різким контактом потужною товщею (1879 м) метаосадових порід (за першоджерелом – середня та верхня підсвіти), які складають власне білозерський комплекс відкладів. Нижня частина розрізу білозерської серії (за першоджерелом – середня підсвіта) загальною потужністю 1275 м представлена ритмічним чергуванням пластів метапісковиків та філітоподібних сланців. Метапісковики складають 32 % загальної потужності, сланці – 38 %, не розкрито бурінням – 30 %. Характерна риса цієї частини розрізу – стала відсутність вулканогенних порід (!). Розглянута товща добре корелюється з нижньобілозерською (михайлівською) світою БЗС. Верхня частина розрізу (за першоджерелом – верхня підсвіта) репрезентована чергуванням двох залізистих та трьох вулканогенно-піщано-сланцевих пачок загальною потужністю 604 м. Потужність залізистих пачок – відповідно 22 та 35 м, що складає приблизно 10 % від потужності підсвіти. Залізисті пачки представлені чергуванням прошарків залізистих кварцитів магнетит-карбонатних, хлорит-магнетит-карбонатних, магнетит-карбонат-хлорит-кунінгтонітових із прошарками сланців хлоритових, серицитових та метапісковиків. Приблизний породний склад вулканогенно-піщано-сланцевих пачок такий (%): сланці – 59; метапісковики – 27; кварцові порфіроїди – 13. На породах білозерської світи узгоджено залягають утворення теплівської світи виключно вулканогенної природи загальною потужністю не менше 426 м, що встановлені в ядрі Верхівцівського синклінорію (Ганоцький, Струєва, 1988) і представлені чергуванням основних та ультраосновних метаяфезивів.

О.Б. Бобровим у 1985–1989 рр. проведено глибинне геологічне картування ВЗС масштабу 1:50 000 (ГГК-50). Воно включало буріння 72 нових свердловин, цілеспрямоване розбу-

ривання ядерних та бортових частин Теплівської синклінали на всьому її простяганні, що супроводжувалося повною переінтерпретацією геолого-геофізичних матеріалів минулих років, ревізійним вивченням шліфів, зразків і первинних матеріалів геологічної документації та каротажу свердловин за раніше пробуреними Гранівським та іншими профілями. Це дозволило О.Б. Боброву переінтерпретувати внутрішню складчасту структуру Теплівської синклінали, а отже, переглянути та уточнити структурно-геологічну позицію деяких стратиграфічних підрозділів (Бобров, 1991, 1993а, 1996). На його думку, розміщення теплівської породної асоціації/світи, що була раніше описана в перерізі Гранівського профілю, у найвищу частину загального розрізу ВЗС – не більше ніж непорозуміння. Отримані дані свідчать, що теплівська базит-ультрабазитова асоціація складає не ядро, а саме крила синклінали, залягаючи в розрізах безпосередньо під залізистими кварцитами і породами, що асоціюють з ними. Ядро ж синклінали представлено товщею (150–340 м) істотно метаосадових порід: метапісковиків і метаалевропелітових сланців, нерідко графітвмісних. Звернуто увагу на тісний просторовий зв'язок теплівської породної асоціації із залізорудною формацією, що свідчить про належність їх до єдиної літофаціальної товщі, яка картується (в ділянках складних фаціальних співвідношень) як єдине геологічне тіло. Теплівська породна асоціація у ВЗС займає у розрізі проміжне положення між підзалізорудними та залізорудними утвореннями. З моменту виходу публікації (Бобров, 1991) в геологічній літературі ця точка зору ніколи і ніким не була спростована. Весь формаційний ряд білозерської серії ВЗС в цьому випадку стає цілком порівняним у структурно-речовинному відношенні з таким Криворізької структури. Він складається з чотирьох метаморфізованих формацій (знизу вверх): метаконгломерат-піщано-сланцевої (аналог скелюватської світи криворізької серії), метаконатітової та джеспіліт-кременисто-сланцевої формації (аналогі «талькового горизонту» і саксаганської світи) та вуглецево-алевропсамітової формації (аналог низів гданцівської світи) (Бобров, 1991, 1993а, 1996; Колий и др., 1991).

Для БЗС найповніший розріз білозерської серії наводять Б.З. Берзенін, В.І. Ганоцький, К.Є. Єсипчук (Стратиграфические..., 1985) за профілем ХЛІ та квершлагом «Південний» в 759 м на північ від цього профілю. На жаль, розріз не може виступати в якості стратотипового, зважаючи на величезні прогалини, не розкриті бурінням. Детально і в багатьох перетинах вивчено лише продуктивну залізородну товщу з прилеглими до неї на невеликій відстані відкладами. Білозерську серію (за першоджерелом – світу) розчленовано на дві підсвіти. Нижня підсвіта потужністю 2025 м складена переважно метаморфізованими пісковиками, алевролітами, конгломератами, гравелітами, сланцями різного складу, серед яких переважають кварц-серицитові, кварц-хлорит-серицитові та кварц-біотит-серицитові, апокератофірами, аподіабазами і слюдистими кварцитами. Верхня підсвіта – залізородна – максимальною потужністю 800 м представлена переважно сланцями та залістими кварцитами з підпорядкованими прошарками апокератофірів і апоспілітів. Потужне пластове тіло метаультрабазитів, що розташоване на схід від залізородної смуги, не включене до загальної послідовності стратонів, оскільки, на думку дослідників, є інтрузією. Стратиграфічно вище залягає теплівська світа, спочатку виділена у ВЗС та згодом поширена на БЗС. Раніше у цій стратиграфічній позиції в ядрі Південно-Білозерської синкліналі виділялася малопотужна (300 м) верхня метабазитова світа (Гузенко, 1970). В якості еталонного розрізу теплівської світи в ядрі Південно-Білозерської синкліналі наведено розріз товщиною близько 230 м, розкритий св. 417 та представлений основними-ультраосновними вулканітами, а також вулканітами середнього складу (Стратиграфические..., 1985). Полеміка щодо виділення теплівської світи у ВЗС буде розглянута нижче у відповідному розділі.

Для БЗС поряд із труднощами у складанні загальної послідовності та найменувань стратонів білозерської серії відсутня повна інформація про внутрішню будову окремих світ через відсутність перекритих перетинів (за винятком залізородної запорізької світи), що унеможливує розглядати для них стратотипові розрізи.

*Михайлівська світа*, примикаючи із заходу до смуги залістих кварцитів, має потужність близько 2 км. У її будові, згідно (Гузенко, 1970),

виділяються два приблизно рівнозначних за потужністю горизонти: 1) метапісковиків і 2) кварц-серицитових філітоподібних сланців. Склад нижнього горизонту змінюється (знизу вгору) від аркозових метапісковиків до суттєво кварцових. Таким чином (примітка наша. – *Авт.*), загальна спрямованість змін речовинних і гранулометричних парагенезів порід вгору по розрізу повністю аналогічна такій для скелюватської світи криворізької серії (!). М.В. Рузіною з колегами (Рузіна та ін., 2013) було підраховано кількісні співвідношення порід верхньої половини розрізу світи – на інтервалі 1200 м уздовж квершлагів Запорізького залізородного комбінату (55 % товщини світи). За цими останніми фактичними даними верхня частина михайлівської світи складена переважно (75 %) метапелітовими і метаалевролітовими породами (філітоподібними сланцями кварц-серицитового, кварц-серицит-хлоритового та іншого складу з домішками біотиту, карбонату і вуглистої речовини), метапсамітами (20 %), підпорядковану роль мають (разом 5 %) метагравеліти, седиментаційні брекчії (метаконгломерати) (примітка наша. – *Авт.*), сидеритоліти і метаріоліти. Вулканічні породи в складі михайлівської світи, за (Рузіна та ін., 2013), складають поодинокі малопотужні тіла, які займають близько 2 % об'єму світи, і представлені виключно кислими продуктами. В.І. Ганоцький, В.М. Кравченко (Ганоцький, Кравченко, 1997) вказують на неправильність самого найменування михайлівської світи, оскільки така назва вже закріпилася для михайлівської серії Воронезького кристалічного масиву (ВКМ).

*Запорізька світа* є залізородною. Вона представлена залістими кварцитами та сланцями. За мінеральним складом, структурними і текстурними особливостями залістисто-кременисто-сланцева формація БЗС аналогічна такій криворізької серії Саксаганського району Криворізької та Кременчуцької структур (Доброхотов и др., 1960). Багаті руди переважно окислені – гематит-мартитові, мартитові, гематитові. Перехід від михайлівської світи до запорізької поступовий, через зону перешарування. Продуктивна залізородна частина світи має товщину 70–360 м (у середньому 170–190 м); загальна товщина залістисто-кременистої формації коливається в межах 200–500 м, досягаючи в окремих ділянках 800 м.

*Переверзівська світа*, що розповсюджена у східній частині БЗС, на схід від контакту з лінзоподібним тілом метаультрабазитів на сьогодні не має стратотипового розрізу. За літопетрографічним складом порід вона подібна до михайлівської світи, її основний фон складають метапісковики та метаалевропеліти (філітоподібні і вуглисті сланці). Також у складі переверзівської світи встановлено кілька пластів метаконгломератів поліміктового та олігоміктового складу, які перешаровуються з метагравелітами, метапісковиками і сланцями. Потужність конгломератовмісної товщі коливається в межах 80–250 м. Загальна потужність світи оцінюється в 4000 м (Рузіна та ін., 2013), проте більший її об'єм у східній частині поширення не розкритий бурінням. Враховуючи розломно-складчасту будову ділянки розповсюдження світи, ця потужність може бути перевищеною як мінімум у два рази (примітка наша. – Авт.). За іншими джерелами, потужність переверзівської світи – близько 540 м (Лисенко та ін., 2018).

Ймовірно, варто визнати, що відомі розрізи білозерської серії у БЗС не можуть відповідати статусу стратотипових.

### **Питання про михайлівську та переверзівську світи БЗС**

Варто зазначити, що на сьогодні немає впевнених доказів існування потужного істотно метаосадового стратону, що залягає вище залізородної формації БЗС і розглядається зараз в якості переверзівської світи. Ці відклади, що поширені у східному борту БЗС, традиційно розглядалися у складі передзалізородної нижньобілозерської підсвіти (нині михайлівської світи) (Ніконов, Струєва, 1966; Коваленко и др., 1979; Корреляционная..., 1980; Щербак и др., 1986; Ганоцький, Струєва, 1988; Ганоцький, Кравченко, 1997). Виділення надзалізородної переверзівської світи було засноване на уявленні про в цілому моноклінальну будову БЗС (Винниченко, 1975), а також на присутності гальок залізистих кварцитів та філітоподібних сланців у складі метаконгломератів східного борту структури. За складом гальок припускалося, що метаконгломерати є молодшими за залізородну формацію запорізької світи (Доброхотов и др., 1960; Кушинов, 1981а). У разі

синклінальної в цілому будови БЗС, яка й досі є актуальною і підтримується більшістю дослідників, необхідність у виділенні надзалізородної переверзівської світи відпадає, а породи, що відносяться до цієї світи, варто розглядати в складі підзалізородного стратону. Метатеригенні асоціації михайлівської і переверзівської світ загалом ідентичні між собою за набором порід, їх літолого-петрографічним складом та приблизними співвідношеннями. Невеликі відмінності цілком пояснюються фаціальними змінами однієї й тієї ж товщі у різних крилах синкліналі. Склад гальок також не може бути доказом молодшого віку метаконгломератів «переверзівської світи» (східного борту структури) по відношенню до утворень запорізької світи. За їх літолого-петрографічним описом (Ніконов, Струєва, 1966; Коваленко и др., 1979; Кушинов, 1985), вони ідентичні метаконгломератам скелюватської світи Криворізької структури (Покалюк, 2017), а також метаконгломератам нижньої підсвіти білозерської світи ВЗС (Бобров, Гулий, 1996), що відносяться до передзалізородних утворень. Присутність гальок залізистих кварцитів зумовлена розмивом більш давніх залізистих формацій, які містяться у складі конкської серії. Таким чином, надзалізородний стратон, що зараз розглядається під назвою переверзівської світи, потребує скасування, а відклади, які поширені на його місці, необхідно розглядати у складі передзалізородної світи. Ми вже згадували про невідале найменування михайлівської світи. В.І. Ганоцький, В.М. Кравченко вважають логічним та правильним розглядати відклади нинішніх михайлівської та переверзівської світ у складі одного передзалізородного стратону з найменуванням «переверзівська» світа (Ганоцький, Кравченко, 1997).

### **Питання про надзалізородну вуглецеву алевросамітову формацію**

У логічному зв'язку з проблемою надзалізородного метаосадового стратону тісно пов'язане питання про виділення у складі білозерської серії надзалізородної вуглецевої алевросамітової формації та її кореляції з нижньою частиною гданцівської світи Криворізької структури (Бобров, 1991; Колий и др., 1991). Ця формація була виділена у ВЗС



в осьовій частині Теплівської синклінали (Бобров, 1991) як відносно малопотужна товща (150–340 м), що згідно залягає на залізо-кременистих відкладах. У стратиграфічному розрізі ВЗС вона займає найвище положення і зіставляється з нижньою частиною гданцівської світи Криворізької структури.

Тут необхідно згадати, що гданцівська світа криворізької серії залягає з великою перервою на залізо-кременистих відкладах саксаганської світи криворізької серії. В її основі розвинені базальні грубоуламкові метакластити (метаконгломерато-брекчії, метапісковики), що складені майже на 100 % уламками залізистих кварцитів і сланців саксаганської світи – так звана залізо-кластогенна формація. Базальна залізо-кластогенна формація має широке регіональне поширення не тільки у Криворізькій структурі, а й у Кременчуцькій, а також у межах ВКМ. Однак у ВЗС такі реперні породи, що фіксують велику перерву між залізородним і надзалізородним стратонами, відсутні. У той самий час відомо, що всередині залізо-кременистої формації саксаганської світи Кременчуцької структури трапляються пачки метаалевропелітових сланців (зокрема вуглистих) з прошарками метапісковиків (Бордунов, 1964; Доброхотов, 1964). Виходячи з цих міркувань, логічно розглядати згадану вище вуглецеву алевропсамітову формацію разом із залізо-кременистою формацією, а не корелювати її з низами гданцівської світи. У такому разі загальний стратиграфічний розріз білозерської серії у ВЗС складатиметься з двох частин/світ: нижньої метатеригенної та верхньої метакластогенно-теригенної, що корелюються відповідно зі скелюватською і саксаганською світами Криворізької структури. Для ВЗС виділення надзалізородної вуглецевої алевропсамітової формації потужністю понад 2000 м (Колий і др., 1991), на думку авторів, – не більше ніж непорозуміння, пов'язане з помилковим віднесенням усіх метаосадових порід східного борту структури до надзалізородного рівня.

## Роль туфогенного матеріалу у складі білозерської серії

Починаючи з найперших робіт з петрографії порід білозерської серії (Макухіна 1956, 1959; Доброхотов і др., 1960; Ладієва, 1964), відзна-

чався широкий розвиток у її складі туфогенів (туфогенно-осадових порід, туфітів, туфів, туфогенних сланців, туфопісковиків). На думку В.Д. Ладієвої (Ладієва, 1964), кількість таких порід у розрізі серії досягає 30–50 %. Навпаки, О.М. Струєва у своїй кандидатській дисертації (Струєва, 1967) заперечує наявність туфогенного матеріалу у складі нижньобілозерської підсвіти. У наступних геологічних оглядах ранне уявлення про значну роль і широкий розвиток туфогенів стійко закріпилося при характеристиці складу стратонів білозерської серії (Стратиграфические..., 1985) та увійшло майже у всі інформаційні матеріали і стратиграфічні схеми.

Однак варто зауважити, що навіть у неметаморфізованих комплексах складно діагностувати власне пірокластичні або змішані туфітові породи, особливо якщо вони розміщені не всередині вулканогенних товщ, коли є прямий парагенетичний зв'язок з вулканізмом, а серед потужних осадових утворень, коли такий зв'язок чітко не встановлений. У метаморфізованих породах туфогенну складову визначити взагалі дуже складно через конвергенцію петрографічних ознак між туфогенами та вулканогенними породами (продуктами теригенного перевідкладення вихідних вулканітів). Такі найменування, як «туфопісковик» чи «туфосланець», при характеристиці метаморфізованих продуктів коректні лише при наведенні безперечних доказів їх генетичної природи. Проведена авторами ревізія вихідних та сучасних опублікованих літолого-петрографічних матеріалів про присутність туфогенів у складі білозерської серії не дає однозначної відповіді на це питання. Як свідчення «туфогенності» зазвичай наводять амебоподібну або гострокутну форму великих зерен/виділень кварцу серед сланцевої основної маси породи, або присутність літокластичних включень змінних вулканітів псефопсамітової розмірності. Самі по собі ці ознаки не можуть бути доказом туфогенної природи порід, оскільки однаково трапляються серед метаморфізованих перевідкладених продуктів руйнування вихідних вулканітів.

У той же час практично всі дослідники (Макухіна, 1956, 1959; Доброхотов і др., 1960; Ладієва, 1964; Ніконов, Струєва, 1966; Рузіна і др., 2013) вказують на постійну присутність

серед уламкової частини метатеригенних порід білозерської серії поряд з домінуючими напів-обкатаними уламками кварцу також і уламків змінених вулканітів основного та кислого складу. Все це говорить лише про руйнування та перевідкладення матеріалу основних та кислих вулканітів, але не про одночасність пірокластичних викидів і теригенного осадконакопичення.

У контексті цієї проблеми варто згадати також думку геологів, які проводили геологознімальні роботи масштабу 1:50 000 у Білозерському районі (Коваленко и др., 1980). Вони приєдналися до точки зору О.М. Струєвої про відсутність туфогенів у складі нижньобілозерської підсвіти.

Таким чином, можна вважати, що роль туфогенів у складі білозерської серії (Ладиева, 1964; Стратиграфические..., 1985) є сильно перебільшеною. У зв'язку з цим постає питання взагалі про роль вулканітів у складі білозерської серії.

### **Проблема стратиграфічної позиції кислих ефузивів та їх кількісної оцінки у складі білозерської серії**

У літературі з ЗС СП досить поширена думка про значну роль кислих вулканітів у складі білозерської серії. На цьому, зокрема, базується уявлення про неспівставність розрізів білозерської та криворізької серій та архейський вік першої. Перші згадки про кислі вулканіти з прив'язкою до конкретних стратонів білозерської серії ВЗС ми знаходимо в роботі (Макухіна, 1959). Автор вказує на наявність розсланцьованих апокератофірів і різних сланців вулканогенного генезису у складі нижньої теплівської сланцево-кератофірової підсвіти верхньої бузулуцької залізисто-кременисто-сланцево-вулканогенної серії (відповідає нинішній михайлівській світі білозерської серії) на Східно-Гранівській, Західно-Гранівській, Красноярсько-Алферівській та Теплівській ділянках. Здебільшого до продуктів зміни кислих і середніх ефузивів тут віднесені не типові апокератофіри, що характерні для верхів нижньої бузулуцької залізисто-кременисто-метабазитової (нині конкської) серії, вулканогенна природа яких не викликає жодних сумнівів (підтверджена незаперечними петрографічни-

ми та петрохімічними даними), але і різні сланці, переважно кварц-серицитового, кварц-серицит-хлоритового, альбіт-кварц-хлорит-серицитового складу, які чергуються з апопелітовими сланцями та залізисто-кременистими породами. Судячи з наведених хімічних аналізів, зазначені сланці цілком відповідають нормально осадовим метаалевритовим помірно-глиноземистим алюмосилікатним породам (примітка наша. – Авт.) Інших підтверджень їхньої вулканогенної природи, крім зовнішньої схожості на розсланцьовані апокератофіри, не наводиться. Мало того, автор пише, що «...зовні всі ці породи (розсланцьовані апокератофіри, очкові альбіто-кварцово-хлорито-серицитові сланці, туфогенні метапісковики, кварцово-хлорито-серицитові сланці, глинисті та глинисто-гідролудисті сланці, кварцово-хлоритові сланці) майже не відрізняються між собою і являють собою аспідно-філітові метаморфічні сланці, за винятком туфопісковиків, які мають меншу розсланцьованість» (пер. наш. – Авт.). (Макухіна, 1959, с. 373). Цілком очевидно, що у роботі не виправдано перебільшено обсяг вулканогенних продуктів за рахунок віднесення до них звичайних метатеригенних порід.

Приблизно таке ж перебільшення повторено в роботі (Семененко, Бойко, 1972): «...середня (світа) кератофіро-піщано-сланцева (відповідає рівню нижньої теригенної світи білозерської серії) (примітка наша. – Авт.) з ритмічно переверстованими туфосланцями, філітами і філітовими туфопісковиками. Виділяються вісім пачок переверстовування туфопіщаних і туфосланцевих верств кислого і частково середнього андезитового або рідше основного діабазового складу потужністю 900–1500; верхня залізисто-кременисто-піщано-сланцево-вулканогенна світа з переверстовуванням кислих і середніх вулканогенних продуктів, представлених філітами, зеленими сланцями, кератофірами та верствами залізисто-кременистих хомогенних відкладів..., потужністю 300–1000 м» (Семененко, Бойко, 1972, с. 66).

Найбільш повно та детально кислі і середні ефузиви Верхівцівського району описані О.М. Струєвою і Т.А. Скаржинською із зазначенням номерів свердловин, в яких вони трапляються (св. 10612, 10615, 10065, 10, 10113, 10116, 10063) (Струєва, Скаржинская, 1979).

Усі вказані ефузиви розташовані на площах розвитку «залізисто-кременисто-сланцево-вулканогенної світи», що може відповідати конкській асоціації в нинішньому розумінні.

Же в 1988 р. при узагальненні матеріалів опорного Гранівського профілю ВЗС було зазначено стійку відсутність будь-яких вулканогенних порід у складі «середньої піщано-сланцевої підсвіти» (Ганоцький, Струева, 1988, с. 26) білозерської світи (!) (відповідає нинішній михайлівській світі) (примітка наша. – *Авт.*). Піщано-сланцева підсвіта має потужність 1275,2 м і складається з ритмічного перешарування пластів метапсковиків (3 %) та філітоподібних сланців (38 %); 30 % розрізу не розкрито бурінням. У складі верхньої підсвіти, що вміщує залізисті кварцити, хоч і декларується невелика кількість кислих метаефузивів, проте будь-яких підтверджень цьому не наводиться. Автори обмежилися лише згадкою про ці породи як про кварцові порфіроїди.

За даними О.Б. Боброва, який проводив у Верхівцівському районі в 1986–1989 рр. ГГК-50, розріз нижньобілозерської підсвіти не містить достовірно діагностованих кислих вулканітів: «...кислих вулканітів серед метаосадових відкладів білозерської світи в перерізі північної частини Алферівського профілю немає. Не встановлено їх і в розрізі цієї самої світи в перерізі пробуреного структурного профілю, розташованого на захід від Гранівського, у розрізах більш як 70 картувальних свердловин..., а також у перерізі Гранівського структурного профілю, де розрізи світи характеризуються найбільшою потужністю та повнотою» (пер. наш. – *Авт.*) (Бобров, 1993а, с. 77). Зазначається, що кислі вулканіти північної частини Алферівського профілю, які помилково відносять до нижньобілозерської підсвіти, входять до складу архейської метаріодацитової формації верхньоконкського рівня, виділеної і закартованої О.Б. Бобровим (Бобров, 1993б, в). Припускається, що саме цим пояснюються архейські цифри віку білозерської світи, отримані за цирконами кварцових порфірів.

Близька до вищенаведеної історія «виділення» кислих метаефузивів у складі білозерської серії БЗС. Перші згадки про них ми знаходимо в роботі (Доброхотов и др., 1960), де відзначені кварцові кератофіри та їх туфи у складі горизонту кварц-серицитових сланців, туфогенних

і ефузивних порід верхньої (надзалізородної) товщі Південно-Білозерського родовища. Враховуючи прийняту цими авторами зворотну послідовність відкладів (з уявлень про антиклинальну структуру ділянки), слід розглядати ці породи у складі підзалізородної товщі. Другим місцем, де трапляються кварцові кератофіри, вказано потужну товщу порід на схід від Північно-Білозерської смуги залізистих кварцитів. Самі автори вказують, що «...зарахування до білозерської серії ефузивних порід зроблено нами умовно. При подальшому вивченні ці породи, можливо, буде раціональніше відносити до метабазитової серії» (пер. наш. – *Авт.*) (Доброхотов и др., 1960, с. 28).

В.Д. Ладієва вказує на приуроченість кислих метавулканітів до нижніх частин розрізу нижньої світи білозерської серії, тоді як верхні частини відрізняються великою чистотою глинистого осадового матеріалу (Ладієва, 1967).

Відомо, що у БЗС та ВЗС верхня частина суттєво метабазитової конкської серії вміщує значний обсяг вулканітів середнього та кисло-го складу (Струева, Скаржинская, 1979; Ганоцький, Струева, 1988). У зв'язку з певною умовністю границь, що проводяться між конкською і білозерською серіями в Білозерському районі (через малу кількість свердловин), віднесення конкретних тіл кислих вулканітів до тієї чи іншої серії в умовній зоні переходу між ними викликає труднощі.

Г.Ф. Гузенко вказує на наявність рідкісних лінз кварцових порфіроїдів потужністю до 10–15 м серед сланцевих горизонтів, що відповідають рівням нинішніх михайлівської та запорізької світ білозерської серії (Гузенко, 1970, 1972). На жаль, більш детальних відомостей немає.

О.М. Струєва і Т.А. Скаржинська наводять конкретні дані з петрографії та петрохімії кислих ефузивів БЗС із зазначенням номерів свердловин (св. 400, 404, 132, 394, 120г, 392, 392, 117, 117г, 118г, 478), проте без геолого-стратиграфічної прив'язки проб (Струєва, Скаржинская, 1979).

За даними В.Ю. Коваленка зі співавторами (Коваленко и др., 1980), котрі проводили ревізію раніше пробурених свердловин під час геологознімальних робіт у Білозерському районі, кислих вулканітів у складі нижньо-, середньо- і верхньобілозерських підсвіт немає.

М.В. Кушинов вважає, що у білозерській серії БЗС немає вулканогенних кислих порід, а рідкісні тіла кварцових кератофірів, кварцових альбітофірів уздовж Центрального меридіонального розлому являють собою дайки та сили, що проривають осадову товщу (Кушинов, 1981а, 1987). Їхній інтрузивний характер встановлено в квершлагі Запорізького залізрудного комбінату (Кушинов, 1987). Ізотопні визначення даюк кварцових кератофірів, виконані в Інституті геохімії і фізики мінералів АН УРСР рубідій-стронцієвим методом, за ізохроною становлять  $(2310 \pm 20)$  млн років, а конкських кислих метавулканітів – 3140 млн років (Кушинов, 1987). Пізніші згадки про молоді дайки кварцових кератофірів та альбітофірів (Лисенко та ін., 2020), на жаль, не підкріплено фактичним матеріалом і є, мабуть, повторенням результатів зазначених досліджень.

За даними (Рузина и др., 2013), частка кислих вулканітів у складі верхньої половини михайлівської світи БЗС складає близько 2 %. Враховуючи потужність аналізованої частини розрізу (близько 1200 м), ця частка може відповідати поодиноким малопотужним перетинам.

Отже, ситуація з кислими ефузивами у складі білозерської серії БЗС сьогодні виглядає досить суперечливою. На жаль, на підставі опублікованих даних немає можливості точніше уявити геолого-структурну і стратиграфічну прив'язку та генетичну природу конкретних тіл кислих метавулканітів – чи належать вони дійсно до розрізу білозерської серії, чи відносяться до верхньоконкської асоціації, чи є січними дайками, чи взагалі є породами, дуже схожими на кислі метаефузиви. У будь-якому разі кількісно вони є дуже незначною частиною загального обсягу білозерської серії. Генезис цих порід має скоріше декларативний характер, ніж підтверджений докладним структурним та мінерало-петрографічним вивченням. Можна припустити, що за розсланцьовані апокератофіри (або кварцові порфіроїди) легко прийняти метатеригенні суттєво серицитові піщані сланці з розсіяними включеннями необкатаних теригенних уламків шестуватих кристалів кварцу; зовні вони дуже схожі на розсланцьовані кварцові порфіри. Такі породи ми спостерігали у відкладах скелюватської світи криворізької серії.

Проблема кислих ефузивів у складі білозерської серії залишається і зараз надзвичайно гострою та актуальною, оскільки з нею пов'язані спроби визначення верхнього вікового рубежу білозерської серії. Будь-які нові випадки виявлення кислих метавулканітів усередині метасадового розрізу повинні бути найретельніше вивчені.

У контексті міжрегіональних кореляцій доречно згадати, що всі неоархейські кислі ефузиви ВКМ об'єднані в одну лебединську світу михайлівської серії (Савко и др., 2015). Кислі ефузиви з розмивом і кутовою незгідністю перекриваються метаконгломератами і метапісковиками стойленської світи курскої серії палеопротерозою, на яких відповідно залягає потужна товща (понад 1000 м) залістистих кварцитів залістисто-кременистої формації коробковської світи. Вік ультракалієвих ріолітів становить  $(2612 \pm 10)$  млн років. Цей віковий рубіж є нижньою межею формування потужних товщ палеопротерозойських залістисто-кременистих формацій ВКМ.

## Проблема теплівської світи у БЗС

Нинішнє розуміння теплівської світи, зафіксоване в останній стратиграфічній схемі (Кореляційна..., 2004), не відповідає її вихідному визначенню. Спочатку теплівська залістисто-кременисто-сланцево-вулканогенна світа була виділена у ВЗС (Макухіна, 1959) на підставі розрізу Теплівської ділянки по лінії Іранівського структурного профілю. Пізніше розглядали її вже в ранзі серії (верхівцівсько-теплівська залістисто-кременисто-сланцево-вулканогенна серія), поділивши на три світи, верхня з яких (що містить залістисті кварцити) також мала у своїй назві визначення «теплівська» – «верхня теплівська залістисто-кременисто-піщано-сланцево-вулканогенна світа» (Макухіна, Стульчиков, 1972). Зазначена світа поділялася на дві підсвіти: нижню теплівську підсвіту залістисто-кременисто-сланцево-туфопісковікову та верхню теплівську підсвіту зеленосланцеву (ультрабазит-метабазитову). Саме ця, найвища, ультрабазит-метабазитова підсвіта потужністю близько 345 м згодом послугувала об'єктом для офіційного закріплення її як регіональної стратиграфічної одиниці – теплівської світи Середнього Придніпров'я.

Вважалося, що ці породи складають ядерну частину Теплівської синклінали і, таким чином, є наймолодшими у стратиграфічній послідовності ВЗС, залягаючи стратиграфічно вище відкладів ЗКФ. У такому розумінні теплівська світа була виділена М.М. Доброхотом (Доброхотов, 1971) і прокорельована з іншими ЗС СП (Гузенко, 1972), передусім з БЗС, де на той час вже був виділений надзалізородний метабазитовий стратон (Ладиева, 1967; Скаржинская, 1967; Гузенко, 1970). Офіційно теплівська світа з'являється в пояснювальній записці до геологічної карти східної частини УЩ (Доброхотов, 1973), в стратиграфічній схемі УРМСК 1978 року (Доброхотов і др., 1981), у схемі УРМСК 1984 року (Этингоф і др., 1983), у колективній збірці зі стратиграфії УЩ (Стратиграфические..., 1985). Теплівська світа активно захищалась В.І. Ганоцьким і О.М. Струєвою (Ганоцький, Струєва, 1986, 1988). Ці автори наводять пошаровий розріз теплівської світи у ВЗС потужністю 426 м, вказуючи на її виключно вулканогенний ультрабазит-базитовий склад. Судячи з наведеного опису, переважним розвитком користуються ультраосновні породи (примітка наша. – Авт.). За уявленнями В.І. Ганоцького, теплівська світа достовірно може виділятися лише у ВЗС та БЗС.

Проти розміщення теплівської базит-ультрабазитової асоціації у верхній частині розрізу ВЗС виступили О.Б. Бобров (Бобров, 1991, 1993а) та О.М. Бестужев (Бестужев, 2000). Вони вважали таке розміщення непорозумінням, пов'язаним із помилковим віднесенням теплівської асоціації до ядра синклінали. О.Б. Бобров наводить переконливі свідчення на підставі нових матеріалів картування та інтерпретації геофізичних даних про те, що ці породи розташовуються не в ядрі, а на крилах синклінали – «...займають приграничне положення між її залізородною і метатеригенною конгломерат-піщано-сланцевою (відповідно середньо- і нижньобілозерською) частинами, відповідаючи гіпсометричному рівню положення свого криворізького аналога – талькового горизонту. ... У формаційному відношенні тальковий горизонт і теплівські породні асоціації ідентичні й належать до одного формаційного типу» (пер. наш. – Авт.) (Бобров 1993а, с. 75).

У Білозерському районі об'єктом для кореляції з верхівцівським «стратотипом» теплівської світи послугувала істотно метабазитова товща потужністю близько 300 м, яка розташована в ядерній частині Південно-Білозерської синклінали і раніше виділялася як зеленосланцево-метабазитова підсвіта (Ладиева, 1967) або верхня метабазитова світа (Гузенко, 1970). В якості еталонного розрізу цієї товщі (нововиділеної теплівської світи в БЗС) було запропоновано розріз товщиною близько 230 м, розкритий св. 417 в межах Південно-Білозерського родовища (Берзенин, Ганоцький, 1985; Ганоцький, Струєва, 1986). Розріз являє собою головним чином вулканогенну товщу. Нижня її частина (199 м) складена чергуванням основних та ультраосновних вулканітів, верхня (27,8 м) – суттєво метаандезитова з прошарками у верхній частині парасланців і метапісковиків. Включення метапісковиків і парасланців до складу теплівської світи, на думку авторів (Берзенин, Ганоцький, 1985), є проблематичним та потребує довивчення. Звернуто увагу на відсутність тут кислих вулканітів. Зазначено, що в загальній структурі Білозерського синклінорію теплівська світа займає вузьку субмеридіональну смугу довжиною 5–6 км, що примикає на заході до потужного лінзовидного тіла метаультрабазитів, а на сході межує з метатеригенними породами нижньої підсвіти білозерської світи.

Повністю альтернативну позицію на природу та структурне положення метабазитів, розкритих св. 417, висловлено М.В. Кушиновим (Кушинов, 1985). За його даними, в південній частині синклінорію від широти Південно-Білозерського родовища і далі на південь простежується потужне тіло (дайка) епідіабазів з добре збереженою бластоофітовою структурою. Потужність його досягає місцями 200 м. Воно розкрито численними свердловинами (св. 114, 117, 206, 294, 380, 417 і 507) та простежується по простяганню на значній відстані. Це прямолінійне тіло витягнуто на відстані понад 8 км уздовж Центрального розлому на межі Південно-Білозерського ультрабазитового масиву та піщано-сланцевих утворень. Уздовж головного тіла епідіабазів розкрито численні апофізи, що вкорінилися у вмщуючі породи – у метаультрабазити на заході та у піщано-сланцеві породи на сході. Епідіабази

повсюдно мають активні інтрузивні контакти з вмiщуючими породами у вигляді ендо- та екзоконтактних зон. В ендоконтакті (до 10 см) епідіабази більш меланократові та дрібнозернисті. Вмiщуючі сланці на контакті з епідіабазами освітлені та ороговіковані. Раніше подібні дайкові епідіабази описувалися в центральній частині Білозерського синклінорію К.Ф. Щербаковою (Доброхотов и др., 1960; Гузенко и др., 1962) і Т.А. Скаржинською (Скаржинская, 1970). М.В. Кушинов вважає неправомірним виділення теплівської світи у БЗС на місці смуги розвитку молодих дайкових утворень (Кушинов, 1985). На думку геологів-знімальників (Коваленко та ін., 1980, 1986), для виділення теплівської світи у Білозерському районі немає підстав. Від себе додамо, що теплівська асоціація ВЗС не дуже співставляється із зазначеною метабазитовою смугою БЗС також і за своїм породним складом: на місці «стратотипу» розвинені головним чином метаяльтрабазити, тоді як у БЗС – метабазити. Тим не менш, ми вважаємо, що генетичний та хроностратиграфічний гомолог теплівської базит-ультрабазитової асоціації ВЗС присутній і в БЗС, проте він кореспондується із зовсім іншим геологічним тілом, а саме – з Південно-Білозерським гіпербазитовим масивом.

### **Природа міжпластового тіла метаяльтрабазитів Південно-Білозерської ділянки**

Характерною особливістю геологічної будови приосьової зони Південного району БЗС є залягання тут у тісному просторовому зв'язку із залізистою формацією запорізької світи потужного міжпластового тіла ультраосновних порід, так званого Південно-Білозерського ультрабазитового масиву, який зараз відносять до варварівського комплексу (рис. 1), що витягнутий вздовж східного обмеження смуги залізистої формації і повторює її складчастий флексуроподібний північний вигін. Тіло метаяльтрабазитів простежується на відстані 12 км, його потужність становить 600–1000 м, збільшуючись у північній «замковій» частині. Речовинний склад та структурні особливості порід непогано вивчені (Гузенко и др., 1962; Ільвицький, 1997). Кількісно переважають серпентиніти з піроксенітів і перидотитів. Основним по-

родоутворюючим мінералом є серпентин (85–95 % обсягу породи). З первинних мінералів збереглися як релікти гіперстен, діопсид і олівін. М.М. Ільвицьким виявлено та описано кумулятивні овоїдні структури перидотитів та дунітів, які вказують на послідовну кристалізацію і диференціацію магматичного розплаву (Ільвицький, 1997). Отальковані, амфіболізовані та карбонатизовані різниці ультрабазитів частіше розташовуються у зовнішніх зонах біля контактів з вмiщуючими породами. Із заходу ультрабазити контактують як безпосередньо із залізистими кварцитами, так і з хлоритовими сланцями, що їх вмiщують. Щодо генетичної природи Південно-Білозерського міжпластового тіла метаяльтрабазитів існують дві точки зору. Відповідно до першої (Доброхотов и др., 1960; Гузенко и др., 1962; Гузенко, 1970; Доброхотов, 1971; Винниченко, 1975; Ганецкий, Кравченко, 1997; Ільвицький, 1997; Лисенко та ін., 2018, 2020), метаяльтрабазити є більш молоді по відношенню до порід білозерської серії міжпластовою інтрузією (порівнюються з варварівським ультрабазитовим комплексом) і, відповідно, не повинні включатися в стратиграфічну колонку. Згідно з другою, до якої приєднуються і автори, ці породи паралелізуються з «тальковим горизонтом» Кривбасу (Халло та ін., 1960), тобто, в нашому розумінні, відносяться до формації метакомаїтів і, таким чином, є стратифікованими. Варто зазначити, що подібні серпентиніти Конкського району та Східно-Гранівської ділянки Верхівцівського району відносили до ультраосновних метаяльтрабазитів та зіставляли з породами «талькового горизонту» Криворізької структури (Семененко и др., 1959).

Тут необхідно згадати, що про генетичну природу порід «талькового горизонту» Криворізької структури також точилася тривала дискусія (Кулиш и др., 2009). Перш ніж більшість дослідників погодилися з їхньою ефузивною природою, багато хто вважав їх міжпластовими інтрузіями. У Криворізько-Кременчуцькій зоні ці породи утворюють чіткий стратиграфічний репер. Вони простежуються на відстані понад 100 км у роз'єднаних складчастих структурах, де приурочені до одного й того ж стратиграфічного рівня – між залізорудною формацією саксаганської світи та підзалізорудними апопелітовими сланцями скелюватської

світи. Виходячи зі складчастої моделі приосьової зони БЗС, що пропонується нами в даній статті, структурно-стратиграфічне положення метаультрабазитів Південно-Білозерського масиву повністю відповідає позиції «талькового горизонту» криворізької серії – між теригенною (підзалізорудною) і теригенно-хемогенною (власне залізорудною) формаціями, так само, як це встановлено для теплівської базит-ультрабазитової асоціації ВЗС (Бобров, 1991, 1993а). Зважаючи на однотипність структурно-стратиграфічної позиції, співкладчастість разом із вмщуючими породами, а також велику подібність речовинного складу, ми вважаємо, що зазначені породи БЗС є генетичним і хроностратиграфічним гомологом «талькового горизонту» Кривбасу, тобто метакоматітовою формацією всередині метаосадових товщ палеопротерозою. Відрізняються вони лише тим, що у Білозерському районі складають набагато потужніше тіло з більш розкриталізованою внутрішньою структурою центральної зони, тобто несуть структурні особливості гіпабісальних порід (максимальна потужність «талькового горизонту» у Кривбасі становить близько 100 м; середня потужність тіла метаультрабазитів у БЗС – 600–800 м). Наявність кумулятивних структур ніяк не виключає субвулканічної чи вулканічної природи цих порід. Як відомо, кумулятивні структури в метакоматітових покривах раніше були описані О.Б. Бобровим у межах практично всіх зеленокам'яних структур: Сурської, Чистопільської, Новогорівської, Косівцевської, Сорокинської та інших ЗС (Бобров, Малух, 1991).

### Параметр потужностей стратонів

Як один з аргументів «несхожості» білозерської та криворізької серій нерідко вказують на різну потужність залізисто-кременистої (залізорудної) формації (Ганоцький, Кравченко, 1997). Розберемо докладніше цей аспект зіставлення. Залізорудна формація запорізької світи БЗС має потужність у середньому 200–500 м, тоді як потужність залізорудної саксаганської світи криворізької серії в межах Центрально-Саксаганського району – 1300–1500 м, у межах Лихманівського району – 200–400 м, у межах Ганнівського району – до 600 м, у межах

багатьох структур Правобережного району – до 400 м. Таким чином, за потужністю залізорудні формації обох серій не розрізняються. Потужність передзалізорудної теригенної формації михайлівської світи в БЗС становить приблизно 2000 м, тоді як максимальна потужність передзалізорудної метатеригенної скелюватської світи криворізької серії – 600 м. Цілком очевидно, що для теригенних асоціацій така різниця не є принциповою і може бути зумовлена фаціальними змінами по латералі. Втім, навіть якщо б потужності і були значущо різними, це не було б жодним обмежувальним фактором для кореляції стратонів осадового типу літогенезу.

### Аналіз опублікованих даних абсолютного віку

Перші результати визначень абсолютного віку метаосадових порід білозерської серії отримано в 1960-х роках (Ладієва, 1964, 1965) калій-аргоновим методом за слюдами й егірином. Усі аналізи засвідчили протерозойський вік. Зазначено, однак, що для суджень про абсолютний вік ці значення не придатні, тому що дають омолоджений вік пізніших процесів метаморфізму і метасоматозу. Водночас давніші цифри, отримані тим самим методом за біотитом і амфіболом з порід метабазитової серії (2780–3550 млн років), прийняті без обмежень, хоча (примітка наша. – Авт.) біотит та амфібол такі ж самі метаморфічні мінерали.

Наразі відомі визначення уран-свинцевого ізохронного віку цирконів лише за двома пробами кислих вулканітів із метаосадових порід білозерської серії (Щербак и др., 1985, 1986, 2005).

Перша проба (№ 84-270, св. 761, гл. 390,5–423,6 м, Переверзівське родовище, потік кислого ефузиву потужністю 35 м серед кварц-хлоритових сланців верхнього сланцевого горизонту) декларується як кварцовий метапорфір із відкладів переверзівської світи Переверзівської ділянки. Дещо відмінні результати визначень за цією пробою наведені у двох публікаціях різних років – (2965±10) млн років (Щербак и др., 1985) і (2962±260) млн років (Щербак и др., 2005). Деякі дослідники вважають перше визначення дійсно реперним (Ганоцький, Кравченко, 1997). Ми можемо висловити, однак, міркування, які не

дозволяють впевнено використовувати отримані результати як керівні. По-перше, локація проби на геологічній схемі (Щербак и др., 2005, с. 175) не відповідає ареалу розповсюдження переверзівської світи, а, мабуть, помилково розміщена в полі відкладів михайлівської світи (на захід від залізорудної смуги) в близькості до межі з породами конкської серії. По-друге, для порід проби відсутні надійні структурні, петрографічні, петрохімічні або інші докази її вулканогенного генезису. Судячи з наведеного мінерального і хімічного складу, вихідна порода однаковою, якщо не більшою мірою, може відповідати метатеригенним кварц-серицитовим піщаним сланцям з розсіяним гравійним кварцом. Вказівки на порфірову структуру породи швидше декларативні. Порода характеризується нетипово низьким для кислих вулканітів вмістом  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,80 %), за високих концентрацій  $\text{K}_2\text{O}$  (4,22 %) і  $\text{SiO}_2$  (73,4 %).

Друга проба (№ 84-141, шахта «Експлуатаційна», горизонт 640 м) декларується як кварц-плагіоклазовий метаігнімбрит із метапіщано-сланцевої товщі нижньобілозерської підсвіти; отримане за нею визначення уран-свинцевого ізохронного віку цирконів –  $(3000 \pm 15)$  млн років (Щербак и др., 1986). Ці дані могли б бути переконливими щодо архейського віку білозерської серії, якби не наведене фото шліфа «метаігнімбриту». Численні уламки до 2 мм серицитизованого плагіоклазу на фото за своєю формою і внутрішньою структурою більше схожі на погано обкатані та деформовані таблитчасті уламки плагіоклазу плагіогранітів, аніж порфірових лейст кислих вулканітів. А сама порода за своєю структурою нічим не відрізняється від теригенних метакластитів. Наведених у статті геолого-структурних, петрографічних та інших критеріїв, на нашу думку, явно недостатньо для впевненого віднесення породи до кислих метавулканітів. В останньому зведенні (Щербак и др., 2005) ця проба № 84-141 задекларована як кварц-плагіоклазовий метапорфір із метапіщано-сланцевої товщі михайлівської світи БЗС (шахта ЗЗРК, горизонт 640 м). Отриманий ізотопний вік –  $(2997 \pm 28)$  млн років. Однак локація цієї проби на наведеній геологічній схемі БЗС (Щербак и др., 2005, с. 175) у межах Північної ділянки БЗС явно помилкова, оскільки в цьому районі, як відомо, жодних шахт немає. Такі «неточності» у прив'язці проби та її гене-

тичній ідентифікації виключають можливість використання за нею результатів дослідження.

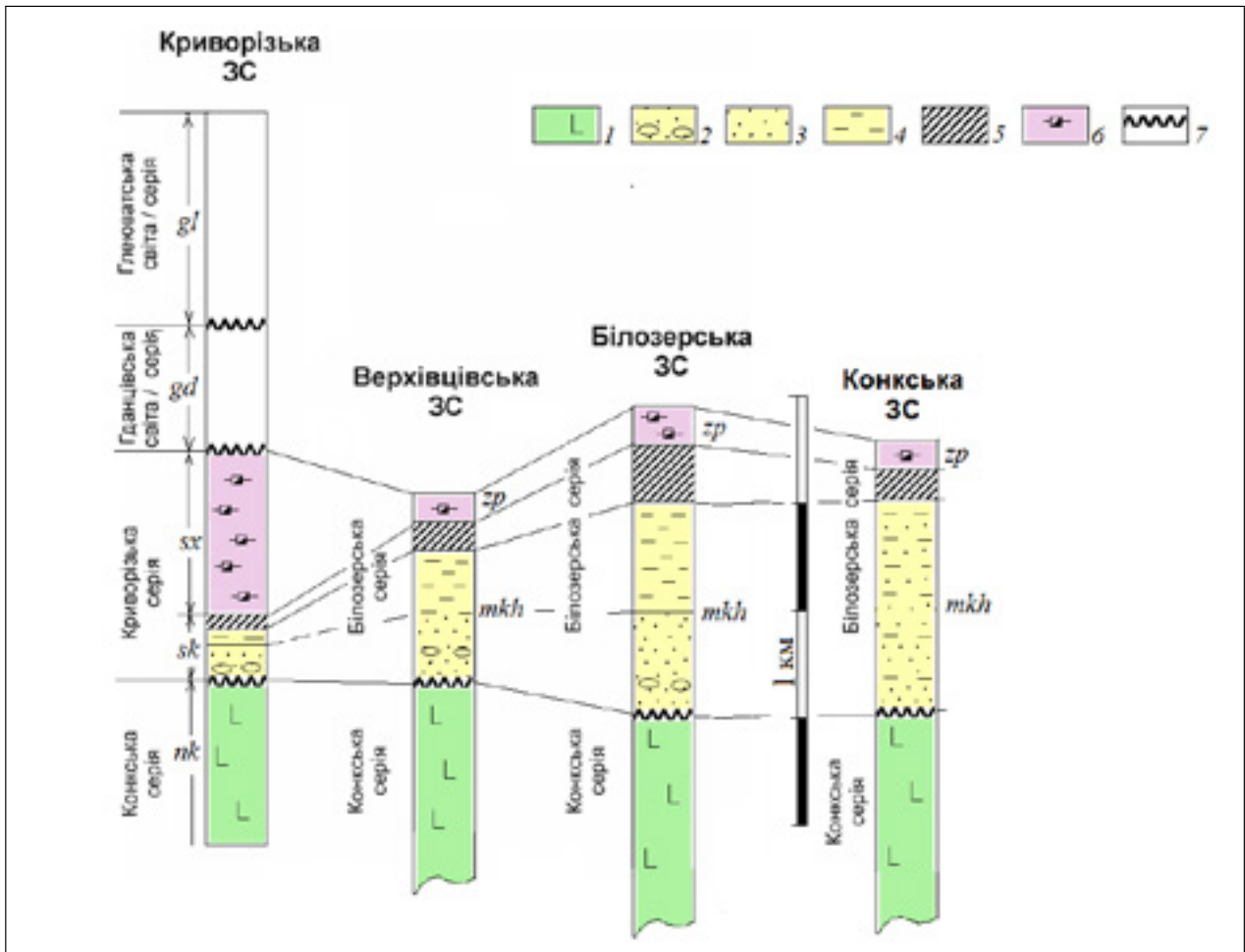
Таким чином, наявні на сьогоднішній день архейські визначення абсолютного віку білозерської серії, з огляду на висловлені міркування, не можна вважати надійними, а тим більше реперними.

### **Унікальний спрямований порядок стратифікації формацій та індикаторні особливості їхнього літолого-речовинного складу – головний критерій корелятивності білозерської та криворізької серій**

Білозерська (в обсязі михайлівської та запорізької світ) і криворізька серії (в обсязі скелюватської та саксаганської світ) однакові за своєю внутрішньою структурою і речовинним складом, формують безперервну (без внутрішніх незгідностей) осадову послідовність (мегацикл) близької потужності (2000–2500 м) з якісно однаковим набором формацій та однаково спрямованим порядком стратифікації цих формацій (рис. 2). Обидві серії являють собою в цілому трансресивну послідовність (від грубо- до тонкоуламкових та колоїдних відкладів), ускладнену більш дрібною ритмікою. В основі серій залягають наземні зрілі (переважно олігомиктові) метапсефосаміти, які змінюються вище мілководно-басейновими метаалевропелітами та теригенно-хемогенними залізисто-кременистими метаосадами. Ідеальний фаціальний ряд, що збігається із спрямованим порядком стратифікації для обох серій, виглядає однотипно (знизу вверх): зрілі олігомиктові та рідше монокварцові метапсефосаміти → зрілі глиноземисті метаалевропеліти → зрілі глиноземно-вуглисті метапеліти ± вуглисто-карбонатні теригенно-хемогенні метаосади → теригенно-хемогенні залізисті (залізисто-кременисті) метаосади.

Передзалізорудним метатеригенним стратонам притаманні загальні закономірності будови: 1 – послідовне зменшення знизу вверх по розрізу гранулометричної розмірності кластолітів (від метапсефосамітів до метапелітів), тобто загальне трансресивний тип розрізу; 2 – загальне поступове зниження поліміктності відкладів (переважно через зменшення частки





**Рис. 2.** Зіставлення стратиграфічних розрізів криворізької та білозерської серій (з урахуванням матеріалів О.Б. Боброва (1993) з Верхівцівської структури та О.М. Бестужева (2003) з Конкської структури):

1 – переважно ультрабазит-базитові, рідше кератофір-ультрабазит-базитові метавулканогенні асоціації/формації з прошарками залістистих кварцитів і парасланців; 2–4 – формація олігоміктових метапсефопсамітів і глиноземистих металевропелітів; 2 – субформація метапісковиків і метагравелітів (поліміктових, олігоміктових, рідше кварцових) з прошарками метаконгломератів (поліміктових, олігоміктових); 3 – субформація метапісковиків (поліміктових, олігоміктових, рідше кварцових) з прошарками метагравелітів і метаалевропелітових сланців глиноземистих, переважно кварц-серіцитового складу; 4 – субформація сланців метаалевропелітових глиноземистих, переважно кварц-серіцитового складу, часто з домішкою тонкодисперсної вуглецевої речовини, з прошарками метапісковиків і карбонатних порід; 5 – формація метакоматитів перидотитових (сланці талькові, тальк-карбонатні, тальк-карбонат-амфіболові, серпентиніти), частково у чергуванні з метапелітовими сланцями залістистими, глиноземистими; 6 – формація залістисто-кременисто-сланцева (залістисті кварцити й метапелітові залістисті сланці з підпорядкованою роллю глиноземистих металевропелітових сланців, вуглистих сланців); 7 – стратиграфічні неузгодженості. Світи Криворізької синкліноної структури: *nk* – новокриворізька; *sk* – скелюватська; *sx* – саксаганська; *gd* – гданцівська; *gl* – глеюватська. Світи білозерської серії (назви за сучасною стратиграфічною схемою (Кореляційна..., 2004)): *mkh* – михайлівська; *zp* – запорізька

**Fig. 2.** Comparison of stratigraphic sections of the Kryvyi Rih and Bilozerska series (based on the materials of O.B. Bobrov (1993) from the Verkhivtsevska structure and O.M. Bestuzhev (2003) from the Konkaska structure):

1 – mainly ultrabasic-basaltic, less often keratophyre-ultrabasic-basaltic metavolcanogenic associations/formations with layers of ferruginous quartzite and paraschist; 2–4 – oligomictic metapsephytes-metapelites and alumina metaaleuro-pelites formation: 2 – metasandstones and metagravelites (polymict, oligomictic, rarely quartz) with layers of metaconglomerates (polymict, oligomictic) subformation; 3 – subformation of metasandstones (polymict, oligomictic, rarely quartz) with layers of metagravelites and metaaleuro-pelitic shales of alumina, mainly quartz-sericite composition; 4 – subformation of metaaleuro-pelitic alumina shales, mainly of quartz-sericite composition, often with an admixture of fine carbonaceous matter, with interlayers of meta-sandstones and carbonate rocks; 5 – peridotite metacomatites formation (talc, talc-carbonate, talc-carbonate-amphibole, serpentinites); 6 – ferruginous-siliceous formation (ferruginous quartzites and apopelitic ferruginous shales with a subordinate role of alumina metaaleuro-pelitic shales, coal shales); 7 – stratigraphic unconformities. Formations/suites of the Kryvyi Rih syncline: *nk* – Novokryvorizka; *sk* – Skeliuvatska; *sx* – Saksahanska; *gd* – Gdantsivska; *gl* – Gleiuvska. Formations/suites of the Bilozerska series (names according to the modern stratigraphic scheme (Correlation..., 2004)): *mkh* – Mykhailivska; *zp* – Zaporizka

вулканоміктних уламків) та зростання їхньої «зрілості» знизу вверху по розрізу. Варто звернути увагу на повну літолого-петрографічну тотожність метаконгломератів та інших металуламкових порід нижньобілозерського рівня ВЗС та БЗС і скелюватської світи Криворізької структури (Никонов, Струева, 1966; Бобров, Гулий, 1996; Покалюк, Коржнев, 2016). У нижніх базальних частинах метатеригенних михайлівської та скелюватської світ досить велика роль вулканоміктового уламкового матеріалу руйнування розміщених нижче вулканітів конкської серії. Вверх по розрізу кількість вулканоміктового матеріалу в метапсефопсамітах поступово знижується, ступінь поліміктності (або «аркозо-ваковості») їх зменшується, вони набувають досить зрілого олігоміктового, рідше монокварцового уламкового складу.

На межі між передзалізородною метатеригенною формацією і власне залізородною (залізисто-кременистою) формацією в Криворізькій, Білозерській, Верхівцівській та Конкській ЗС залягає однотипна коматітова формація, представлена апоперидотитовими серпентинітами, тальковими, карбонат-тальковими, карбонат-амфібол-тальковими сланцями. Залізисто-кременисто-сланцеві формації Криворізького, Білозерського, Верхівцівського районів ідентичні за умовами залягання, структурно-текстурними особливостями та речовинним складом порід, типами руд. Залізні руди Білозерського і Криворізького районів також однотипні – належать до скелюватського і саксаганського геолого-промислових типів руд Кривбасу (Белевцев и др., 1981).

Таким чином, однаковий спрямований порядок стратифікації формацій та індикаторні особливості їхнього літолого-петрографічного складу виступають надійним критерієм корелятивності білозерської та криворізької серій. А з огляду на залягання обох серій на розмитій поверхні архейського зеленокам'яного комплексу конкської серії, зазначені ознаки схожості набувають рис унікальної подібності, яка не має інших аналогів або повторень у загальному архей-протерозойському розрізі УЩ. Усе це вказує на повнуречовинну, літологічну, формаційну і стратиграфічну корелятивність білозерської та криворізької серій. Цілком очевидно, що при кореляціях докембрійських метаосадових і метавулканогенно-осадових комплексів, метамор-

фізованих нижче за амфіболітову фацію, пріоритет має бути наданий не цифрам ізотопного віку, які часто є неоднозначними у своїй інтерпретації, а реальним стратиграфічним послідовностям формацій та індикаторним особливостям їхнього речовинного складу.

## **Загальні питання кореляції білозерської та криворізької серій**

Проблема кореляції білозерської та криворізької серій має кілька рівнів зіставлень: 1) внутрішньомегаблоковий, між структурами одного мегаблоку (Середньопридніпровського); 2) міжмегаблоковий, між кількома сусідніми мегаблоками УЩ, зокрема між Середньопридніпровським та Приазовським; 3) міжкратонний, між різними докембрійськими кратонами, насамперед між УЩ і ВКМ.

Нині породні асоціації білозерської серії достовірно встановлені в трьох ЗС Середньопридніпровського мегаблоку: Білозерській, Конкській і Верхівцівській (Ганоцкий, Струева, 1986). У Чортомлицькій і Сурській ЗС білозерський породний рівень відсутній (Бобров, 1993а), хоча деякі дослідники намагалися виокремлювати його з певними труднощами і в Чортомлицькому районі (Бойко, 1967). За своєю структурно-стратиграфічною позицією і літолого-формаційним складом білозерська серія добре зіставляється з криворізькою серією Криворізько-Кременчуцької структурно-формаційної зони в об'ємі скелюватської та саксаганської світ. Криворізька синклінальна структура, територіально належачи до Середньопридніпровського мегаблоку, до останнього часу не зараховувалася до загального переліку ЗС СП через їхнє «традиційне» вікове розрізнення. Наш варіант регіональної кореляції білозерської та криворізької серій між структурами Середньопридніпровського мегаблоку, з урахуванням усього викладеного в даній статті, показаний на рис. 2.

На підставі пріоритету геологічних даних над радігеохронологічними у зазначеній ситуації, услід за Є.М. Лазьком і В.П. Кирилюком зі співавторами (Лазько, 1982; Лазько, Кирилюк и др., 1983, 1986), ми можемо рекомендувати криворізьку й білозерську серії до об'єднання в єдиний надрегіональний (міжмегаблоковий) і надсеріальний таксон – криворізько-білозерський стратиграфічний комплекс. Загальні

особливості латеральної мінливості, встановлені для криворізько-білозерського комплексу, можна з успіхом застосувати під час міжмегаблокових кореляцій, насамперед між Середньопридніпровським і Приазовським мегаблоками. Тут найближчим корелянтом для криворізько-білозерського комплексу виступають відклади Гуляйпільської синклінали і Сорокинської структури в об'ємі крутобалківської та садової світ (Бобров та ін., 2005). На міжкратонному рівні криворізько-білозерський комплекс зіставляється з курською серією ВКМ.

## Висновки та рекомендації

Аналіз первинних матеріалів з питань стратиграфії і кореляції білозерської серії та її підрозділів дає змогу авторам актуалізувати найгостріші проблеми, а також запропонувати такі рекомендації для коригування нинішньої стратиграфічної схеми.

1. Визнати за комплексом ознак повну літолого-стратиграфічну і формаційну корелятивність білозерської серії з розрізом криворізької серії в обсязі скелюватсько-саксаганського осадового циклу. Рекомендувати криворізьку та білозерську серії до об'єднання в єдиний надрегіональний і надсеріальний таксон – криворізько-білозерський стратиграфічний комплекс.
2. Звернути увагу на недостатню обґрунтованість інтерпретації наявних радіогеохронологічних даних для віднесення порід білозерської серії до архею. Рекомендувати проведення додаткових ревізійних і лабораторних досліджень зі встановлення абсолютного віку, геолого-структурної та стратиграфічної позиції ймовірних тіл кислих вулканітів усередині білозерської серії і підтвердження їхньої генетичної природи.
3. Констатувати, що найбільш повні й системно вивчені розрізи білозерської серії є на цей час не в БЗС, а у ВЗС.
4. Скасувати надзалізородний базит-ультрабазитовий стратон білозерської серії – теплівську світ – з огляду на її неспроможність у районі свого первісного «стратотипу» у ВЗС. Прийняти для теплівської базит-ультрабазитової породної асоціації/товщі/світи ВЗС інше стратиграфічне розташування – між підзалізородною псаміто-сланцевою і власне залізородною залізисто-кременистою формаціями.

5. Автори пропонують власну інтерпретацію складчастої будови приосьової зони Південно-Білозерського району БЗС (кільовидна синкліналь з флексурним підворотом у своїй північній частині), яка дозволяє без протиріч пояснити всі складнощі структури і стратиграфії приосьової частини БЗС, узгодити стратиграфічну позицію «теплівської асоціації» Білозерського синклінорію з позицією «талькового горизонту» криворізької серії та показати повну відповідність у загальній послідовності стратонів між відкладами білозерської і криворізької серій.
6. З огляду на загальну синклінальну будову БЗС необхідно скасувати надзалізородний метаосадовий стратон (нині переверзівська світ), повернувшись до традиційної двохсвітної схеми будови білозерської серії БЗС, яка складається з підзалізородної суттєво теригенної та залізородної теригенно-хемогенної залізисто-кременистої світ. Узгодити для них прийнятні найменування, з урахуванням зауважень В.І. Ганоцького та В.М. Кравченка.
7. Звернути увагу на не з'ясовану до кінця генетичну природу пластового тіла метаультрабазитів Південно-Білозерського масиву. Плутонічний вигляд центральних зон цього тіла і наявність кумулятивних структур ніяк не виключає ймовірної ефузивної природи порід. З огляду на чітку приуроченість цього тіла до певного стратиграфічного рівня (між підзалізородною та залізородною світами), складчастість його спільно з вміщуючими породами та широкий розвиток порід, аналогічних до «талькового горизонту» Кривбасу, рекомендувати його як генетичний та хроностратиграфічний гомолог «талькового горизонту» Кривбасу (метакоматітової формації).
8. Видалити туфогенні породи з переліку найменувань основних різновидів порід білозерської серії.
9. Звернути увагу на відсутність кислих ефузівів у складі білозерської серії ВЗС і недостатню обґрунтованість таких у складі білозерської серії БЗС.
10. На даному етапі досліджень не виділяти як самостійну світ товщу metabазитів у приосьовій частині Південно-Білозерської складки з огляду на її вузько локальне поширення, малу потужність і проблемний генезис (дайки або ефузиви).

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Бабков Ю.Б., Булаєвський Д.С., Зайцев О.О., Кіктенко В.Ф., Козловська Г.М., Колосовська В.А., Коньков Г.Г., Куделя В.А., Лебедев М.І., Пастухов В.Г., Полуновський Р.М. Стратиграфічна схема докембрійських утворень Українського щита. *Геол. журн.* 1970. № 4 (133). С. 139–148.
- Белевцев Я.Н. К стратиграфии Украинского щита. *Геол. журн.* 1981. № 4 (199). С. 1–6.
- Белевцев Я.Н., Епатко Ю.М., Веригин М.И., Лебедев Ю.С., Малютин Е.И. Железородные месторождения докембрия Украины и их прогнозная оценка. Киев: Наукова думка, 1981. 232 с.
- Берзенин Б.З., Ганоцкий В.И., Есипчук К.Е., Воронова С.Г. Конкско-верховцевская серия. *Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита.* Киев, 1985. С. 31–45.
- Бестужев А.М. К вопросу о тепловой толще верхнего архея. *Геологія і магматизм докембрію Українського щита.* Київ: ІГМР НАН України, 2000. С. 15–16.
- Бестужев О.М. Звіт про геологозйомочні роботи ГГК-50 Конкської зеленокам'яної структури та її обрамлення на території аркушів L-36-11-Б,Г; -Г, -12-А-в; -В-а,в; -23-Б-а,б,г. (1992–2003). Структура Конкська зеленокам'яна Придніпровського блоку Українського щита. Дніпропетровськ, 2003. Геоінформ України.
- Бобров А.Б. Новые данные о возрасте отложений белозерской свиты (Среднее Приднепровье). *Геол. журн.* 1993а. № 2 (269). С. 73–79.
- Бобров А.Б. Метариодацитовая формация зеленокаменных поясов Украинского щита. Ст. 1. Состав, строение и возраст. *Геол. журн.* 1993б. № 4 (271). С. 103–112.
- Бобров А.Б. Метариодацитовая формация зеленокаменных поясов Украинского щита. Ст. 2. Палеовулканические реконструкции, металлогения. *Геол. журн.* 1993в. № 6 (273). С. 47–58.
- Бобров А.Б. Новые данные по стратиграфии зеленокаменного комплекса в аспекте проблемы выделения тепловой свиты (Среднее Приднепровье). *Геол. журн.* 1991. № 4 (259). С. 74–83.
- Бобров А.Б., Гулий В.Н. Золотосодержащие конгломераты нижнедокембрийской терригенной формации Верховцевской структуры Украинского щита. *Литология и полез. ископаемые.* 1996. № 4. С. 406–416.
- Бобров А.Б., Малюк Б.И. Петрология расслоенных потоков коматиитов Косивцевской зеленокаменной структуры (Украинский щит). *Геохимия.* 1991. № 11. С. 1573–1585.
- Бобров О.Б. Садова світа: опис стратотипу (геологічна позиція, речовинний склад, упорядкованість розрізу, вік). *Зб. наук. пр. УкрДГРІ.* 2005. № 3. С. 5–24.
- Бойко В.Л. Геология осадочно-вулканогенных формаций Чертомлыкско-Соленовского района. *Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита (центральная часть).* Н.П. Семененко, В.Л. Бойко, И.Н. Бордунов, В.Д. Ладиева, А.А. Макухина. Киев: Наукова думка, 1967. С. 82–231.
- Бордунов И.Н. Геология Кременчугского железорудного района. Киев: Наукова думка, 1964. 217 с.
- Винниченко П.Е. Новое в строении Белозерского железорудного района. *Геол. журн.* 1975. № 3 (162). С. 114–120.
- Ганоцкий В.И., Кравченко В.М. Стратиграфическое положение и состав белозерской серии докембрия Украинского щита. *Відомості Академії гірн. наук України.* 1997. № 4. С. 38–40.
- Ганоцкий В.И., Струева О.М. Конкско-верховцевская серия. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Стратиграфия: Белевцев Я.Н. (ред.). Киев: Наукова думка, 1988а. С. 15–31.
- Ганоцкий В.И., Струева О.М. Среднее Приднепровье. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Стратиграфия: Белевцев Я.Н. (ред.). Киев: Наукова думка, 1988б. С. 96–114.
- Ганоцкий В.И., Струева О.М. Тепловская свита – неотъемлемая составная часть конкско-верховцевской серии Украинского щита. *Геол. журн.* 1986. № 2 (227). С. 73–90.
- Гладкий В.Н. Геологическое строение и тектоника Большого Кривого Рога. *Петрография докембрия Русской платформы.* Киев, 1970. С. 45–54.
- Гузенко Г.Ф. Сопоставление разрезов и сводная стратиграфическая схема конкско-верховцевской серии Среднего Приднепровья. *Геол. журн.* 1972. № 5 (146). С. 78–85.
- Гузенко Г.Ф. Стратиграфия докембрия Белозерского железорудного района. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Киев, 1970. 22 с.
- Гузенко Г.Ф., Коршевер Л.И., Щербакова К.Ф. Ультраосновные и основные интрузивные породы района Белозерской магнитной аномалии. *Зап. Всесоюз. мин. о-ва.* 1962. Ч. 41. Вып. 3. С. 315–324.
- Доброхотов М.Н. Объяснительная записка к геологической карте докембрия восточной части Украинского щита (территории Большого Кривого Рога) и зоны сочленения щита с Донбассом масштаба 1:200 000. Киев: Мингео УССР, 1973. 154 с.
- Доброхотов М.Н. Геология и железорудные месторождения Кременчугского района. Москва: Недра, 1964. 220 с.
- Доброхотов М.Н. Стратиграфия докембрійських образований Українського щита і його основні структурні етапи (яруси). *Проблеми геології докембрія.* Киев: Наукова думка, 1971. С. 14–32.
- Доброхотов М.Н., Берзенин Б.З., Бойко В.Л., Булаєвський Д.С., Володин Д.Ф., Дранник А.С., Жуков Г.В., Почтаренко В.И., Пияр Ю.К., Соловицкий В.И., Этингоф И.М. Корреляционная стратиграфическая схема докембрійських образований Українського щита. *Геол. журн.* 1981. № 4 (199). С. 6–13.

- Доброхотов М.Н., Шербакова К.Н., Халло В.Ф., Гузенко Г.Ф. Железородная формация и железородные месторождения Белозерского района в Нижнем Приднепровье. *Геология руд. месторождений*. 1960. № 6. С. 12–29.
- Еремеев Г.П. Белозерский рудный район. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. *Структуры месторождений и рудных районов*. Киев: Наукова думка, 1989. С. 125–137.
- Львицький М.М. Кумулятивні перидотити Південно-Білозерського ультрамафітового масиву (Український щит). *Відомості Академії гірн. наук України*. 1997. № 4. Кривий Ріг: Мінерал, 1997. С. 9–10.
- Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железородной провинции. Киев: Наукова думка, 1965. 194 с.
- Коваленко В.Ю., Кушинов Н.В., Насад А.Г., Жуков Г.В., Латыш И.К. О проявлениях золота в докембрийских сланцах и конгломератах Белозерского района. *Геол. журн.* 1979. № 1 (184). С. 122–123.
- Коваленко В.Ю., Кушинов Н.В., Соловей И.А., Саковцев В.П., Манюк В.В. Комплексная геологическая карта масштаба 1:50 000 листов L-36-34-Б, 35-А, Б, Г-6, г. Отчет Белозерской партии 221/76 о геологосъемочных работах. 1976–1979 гг. Днепропетровск, 1980. ДНВП «Геоинформ України».
- Коваленко В.Ю., Пивоваров В.Л., Миронова Л.В., Федоров В.А. Комплексная геологическая карта масштаба 1:50 000 листов L-36-21-В, Г; -22-В, Г; -23-В, Г. Отчет Каховской партии 250/81 о групповой геологической съемке 1981–1985 гг. Днепропетровск, 1986. ДНВП «Геоинформ України».
- Колий В.Д., Сиворонов А.А., Бобров А.Б., Некряч А.И. Стратиграфия нижнего докембрия Среднеприднепровского геоблока Украинского щита. *Геол. журн.* 1991. № 4 (259). С. 28–40.
- Корреляционная стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита и условные обозначения для крупномасштабного геологического картирования кристаллического основания (Объяснительная записка). Киев, 1980. 65 с.
- Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснювальна записка). К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк, М.П. Шербак, Є.Б. Глеваський, В.М. Скобелев, А.С. Драник, М.В. Гейченко. Київ: УкрДГРІ, НСК України, 2004. 30 с.
- Кулиш Е.А., Покалюк В.В. Стратиграфия и литология докембрийских метавулканитов новокриворожской свиты Криворожского железородного бассейна. Киев: ИГМР АН Украины, 1993. 65 с.
- Кулиш Е.А., Покалюк В.В., Яценко В.Г. Петрохимия талькового горизонта криворожской серии. *Минерал. журн.* 2009. № 3 (31). С. 39–54.
- Кушинов Н.В. К вопросу геологического строения Белозерского района. *Геол. журн.* 1981а. № 4 (199). С. 14–19.
- Кушинов Н.В. Новое о тектоническом строении Белозерского железородного района. *Геол. журн.* 1981б. № 6 (201). С. 112–117.
- Кушинов Н.В. О тепловой свите Белозерского синклиория. *Геол. журн.* 1985. № 4 (223). С. 71–74.
- Кушинов Н.В. Состав и возраст метаморфизованных терригенно-хемогенных осадков белозерской свиты Белозерского железородного района. *Геол. журн.* 1987. № 2 (233). С. 125–131.
- Ладиева В.Д. Белозерский район. *Железисто-кремнистые формации Украинского щита*. Киев: Наукова думка, 1978. Т. 1. С. 71–97.
- Ладиева В.Д. Геология железисто-кремнистых формаций Конкского района. *Геология железисто-кремнистых формаций Украины*. Киев: Изд-во АН УССР, 1959. С. 420–556.
- Ладиева В.Д. Геология осадочно-вулканогенных формаций Белозерского района. *Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита*. Киев: Наукова думка, 1967. С. 280–375.
- Ладієва В.Д. Докембрій I<sub>1</sub>. *Стратиграфія УРСР. Т. 1. Докембрій*. Київ: Наукова думка, 1972. С. 22–48.
- Ладиева В.Д. Осадочно-вулканогенные формации Конкско-Белозерской зоны. *Геохронология докембрия Украины*. Киев: Наукова думка, 1965. С. 16–26.
- Ладієва В.Д. Катаархейські осадочно-вулканогенні формації Конксько-Білозерської зони. *Геол. журн.* 1964. № 1 (94). С. 35–48.
- Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Лысак А.М., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Использование формационных исследований при построении стратиграфической схемы докембрия Украинского щита. *Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита: Тез. докл. I Регион. стратигр. совещ.* (Днепропетровск, сент. 1983 г.). Киев: Наукова думка, 1983. С. 22–26.
- Лазько Е.М. К построению рациональной стратиграфической схемы докембрия Украинского щита. *Геол. журн.* 1982. № 3 (204). С. 77–87.
- Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Лысак А.М., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Стратиграфическая схема нижнего докембрия Украинского щита (на формационной основе). *Геол. журн.* 1986. № 2 (227). С. 18–26.
- Лазько Е.М., Лысак А.М., Сиворонов А.А., Свешников К.И. О положении конкско-верховцевской серии в разрезе нижнего докембрия Украинского щита. *Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР*. Ленинград, 1979. С. 72–75.
- Легенда геологической карты Украины масштаба 1:200 000, серия Центрально-Украинская. Киев: ГГП «Геопрогноз», 1996. 26 с., 7 табл.
- Лисенко О.А., Колотієвський Р.П., Ковтун О.В. Південно-Білозерське родовище багатих залізних руд. *Зб. наук. пр. УкрДГРІ*. 2018. № 3–4. С. 30–53.

- Лисенко О.А., Колотівський Р.П., Станкін А.С. Геологічне вивчення і промислове освоєння родовищ Білозерського залізорудного району. *Мінер. ресурси України*. 2020. № 3. С. 3–12.
- Липилин В.А., Ганоцкий В.И., Голобородько И.Г., Кочанов Е.Н. Обобщение результатов геологоразведочных работ по изучению железисто-кремнистой формации Белозерской структурно-формационной зоны и прогнозно-металлогеническая оценка ее перспектив. Отчет Белозерской геологоразведочной экспедиции, пгт. Михайловка, 1984. Київ: ДНВП «Геоінформ України».
- Макухина А.А. Геология железисто-кремнистых формаций Верховцевского района. *Геология железисто-кремнистых формаций Украины*. Киев: Изд-во АН УССР, 1959. С. 264–419.
- Макухина А.А., Метаморфические породы Верховцевского района. *Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР*. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. С. 343–480.
- Макухіна Т.О., Стульчиков В.О. Верхівцівський район. *Стратиграфія УРСР. Т. 1. Докембрій*. Київ: Наукова думка, 1972. С. 68–86.
- Никонов А.И., Ганоцкий В.И. Микроструктурный анализ в решении вопроса о структурном несогласии в докембрии Белозерского района. *Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений*. Москва: Недра, 1971. С. 128–132.
- Никонов А.И., Струева О.М. Древні седиментаційні конгломерато-брекчії Білозерського району. *Геол. журн*. 1966. Т. 26, вип. 6 (111). С. 71–76.
- Покалюк В.В. Литогенез в раннем докембрии Криворожского железорудного бассейна. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2017. 461 p.
- Покалюк В.В., Коржнев М.Н. Генетические типы метаконгломератов основания палеопротерозоя Криворожского железорудного бассейна. *Литология и полез. ископаемые*. 2016. № 3. С. 253–268. DOI: 10.7868/S0024497X16030034
- Покалюк В.В., Кулиш Е.А. Геология и литогенез досаксаганских метаморфических комплексов Криворожского железорудного бассейна. Киев: Логос, 2004. 244 с.
- Про діяльність Національного стратиграфічного комітету України. *Геол. журн*. 2018. № 2 (363). С. 95–100.
- Рузина М.В., Терешкова О.А., Иванов В.Н., Смирнов А.Я. Формационный, фациальный состав и рудоносность белозерской серии докембрия Украинского щита в зеленокаменных структурах Среднего Приднепровья. *Наук. вісн. НГУ (м. Дніпропетровськ)*. 2013. № 5. С. 17–23.
- Савко К.А., Холина Н.В., Холин В.М., Ларионов А.М. Возраст неогарейских ультракалийевых риолитов – важный геохронологический репер эволюции раннедокембрийской коры Воронежского кристаллического массива: *Материалы VI Рос. конф. по изотоп. геохронологии*. СПб.: Springer, 2015. С. 247–249.
- Семененко М.П., Бойко В.Л. Докембрій ПІ. Базавлуцька та верхівцівська серії. *Стратиграфія УРСР. Т. 1. Докембрій*. Київ: Наукова думка, 1972. С. 63–68.
- Семененко М.П., Половко Н.И., Жуков Г.В., Ладиева В.Д., Макухина А.А. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. 536 с.
- Семененко Н.П., Половко Н.И., Грицков Я.М., Доброхотов М.Н., Макухина А.А., Ладиева В.Д., Жуков Г.В., Натенко А.А. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев: Изд-во АН УССР, 1959. 688 с.
- Скаржинская Т.А. Основные породы дайковой фации Белозерского железорудного района. *Петрография докембрия Русской платформы*. Киев: Наукова думка, 1970. С. 236–241.
- Скаржинская Т.А. Петрография и генезис пород метабазитовых свит Белозерского железорудного района. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Киев, 1967. 26 с.
- Степанюк Л.М., Бобров О.Б., Паранько І.С., Пономаренко О.М., Сергеев С.А. Генезис та вік циркону із амфіболіту новокриворізької світи криворізької структури. *Мінерал. журн*. 2011. № 3 (33). С. 69–76.
- Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. Щербак Н.П., Есипчук К.Е., Берзенин Б.З., Глеваский Е.Б., Дранник А.С., Пийяр Ю.К., Полуновский Р.М., Скаржинская Т.А., Соловицкий В.Н., Этингоф И.М., Билынская Я.П., Ганоцкий В.И., Гузенко Г.Ф., Киселев А.С., Клочков В.М., Решетняк В.В., Босая Н.И., Воронина С.Г., Пилипенко В.И. Киев: Наукова думка, 1985. 168 с.
- Струева О.М. Петрология вулканогенно-терригенной формации Белозерского железорудного района. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Днепропетровск, 1967. 21 с.
- Струева О.М., Скаржинская Т.А. Кислые и средние эффузивы Белозерского и Верховцевского районов и их место в разрезе железисто-кремнистых формаций Украинского щита. *Геол. журн*. 1979. № 3 (186). С. 73–90.
- Халло В.Ф., Якимов В., Кабризон В.М. Геологический отчет о разведке Южного месторождения. Киев: 1960. ДНВП «Геоінформ України».
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Ганоцкий В.И., Комаристый А.А., Мицкевич Н.Ю. Возраст метавулканитов белозерской свиты конкско-верховцевской серии Украинского щита. *Докл. АН УССР. Сер. Б*. 1985. № 9. С. 26–29.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Комаристый А.А., Мицкевич Н.Ю. Возраст вулканизма и осадконакопления нижнебелозерской подсвиты. *Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки*. 1986. № 6. С. 24–28.

- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. Киев: Наукова думка, 2005. 242 с.
- Этингоф И.М., Соловицкий В.Н., Есипчук К.Е., Билынский Я.П., Берзенин Б.З., Бухарев С.В., Пийяр Ю.К., Пилипенко В.И., Хворова Г.П., Орса В.И., Щербаков И.Б. Стратиграфическая схема докембрия Украинского щита. Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита: Тез. докл. I Регион. стратигр. совещ. (Днепропетровск, сент. 1983 г.). Киев: Наукова думка, 1983. С. 96–100.

Надійшла до редакції 18.05.2023

Прийнята 08.08.2023

## REFERENCES

- Babkov Y.B., Bulaevsky D.S., Zaitsev O.O., Kiktenko V.F., Kozlovska G.M., Kolosovska V.A., Konkov G.G., Kudela V.A., Lebedev M.I., Pastukhov V.G., Polunovsky R.M. 1970. Stratigraphic scheme of Pre-Cambrian formations of the Ukrainian shield. *Geologičnij žurnal*, 4 (133): 139–148 (in Russian).
- Belevtsev Ya.N. 1981. To the stratigraphy of the Ukrainian Shield. *Geologičnij žurnal*, 4 (199): 1–6 (in Russian).
- Belevtsev Ya.N., Epatko Yu.M., Verigin M.I., Lebedev Y.S., Malyutin E.I. 1981. Iron Ore Deposits of Pre-Cambrian Ukraine and their Prognostic Evaluation. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Berzenin B.Z., Ganotsky V.I., Esipchuk K.E., Voronova S.G. 1985. Konksko-Verkhovtsevskaya series. *Stratigraphic sections of the Pre-Cambrian of the Ukrainian Shield*. Kyiv, pp. 31–45 (in Russian).
- Bestuzhev A.M. 2000. On the Teplovo Formation of the Upper Archean. *Geology and Magmatism of Pre-Cambrian Ukrainian Shield*. Kyiv: IGMR NAS of Ukraine, pp. 15–16 (in Russian).
- Bestuzhev O.M. 2003. Report on geological survey works of GKG-50 of the Konkska greenstone structure and its framing on the territory of sheets L-36-11-B,d; -G, -12-A-c; -B-a,c; -23-B-a,b,d (1992–2003). Konkska greenstone structure of the Pryndiprovskiyi block of the Ukrainian Shield. Dnipropetrovsk, 2003. Geoinform of Ukraine (in Ukrainian).
- Bobrov A.B. 1993a. New Data on the Age of the Belozersk Formation (Middle Dnieper region). *Geologičnij žurnal*, 2 (269): 73–79 (in Russian).
- Bobrov A.B. 1993b. Metariodacitic formation of greenstone belts of the Ukrainian Shield. Article 1. Composition, structure and age. *Geologičnij žurnal*, 4 (271): 103–112 (in Russian).
- Bobrov A.B. 1993в. Metariodacitic formation of greenstone belts of the Ukrainian Shield. Article 2. Paleovolcanic reconstructions, metallogeny. *Geologičnij žurnal*, 6 (273): 47–58 (in Russian).
- Bobrov A.B. 1991. New Data on the Stratigraphy of the Greenstone Complex in the Aspect of the Problem of the Teplovo Formation Detection (Middle Dnieper region). *Geologičnij žurnal*, 4 (259): 74–83 (in Russian).
- Bobrov A.B., Guliy V.N. 1996. Gold-bearing conglomerates of the Lower Precambrian Terrigenous Formation of the Verkhovtsevskaya Structure of the Ukrainian Shield. *Litologiya i poleznie iskopayemie*, 4: 406–416 (in Russian).
- Bobrov A.B., Malyuk B.I. 1991. Petrology of stratified flows of komatiites of the Kosivtsevskaya greenstone structure (Ukrainian Shield). *Geokhimiya*, 11: 1573–1585 (in Russian).
- Bobrov O.B. 2005. Sadova suite: a description of the stratotype (geological position, material composition, orderliness of the section, age). *Zbirnyk naukovykh prats UkrDGRI*, 3: 5–24 (in Ukrainian).
- Boyko V.L. 1967. Geology of sedimentary-volcanogenic formations of the Chertomlyk-Solenovka area. *Geology of sedimentary-volcanogenic formations of the Ukrainian Shield (central part)*. N.P. Semenenko, V.L. Boyko, I.N. Bordunov, V.D. Ladieva, A.A. Makukhina. Kyiv: Naukova Dumka, pp. 82–231 (in Russian).
- Bordunov I.N. 1964. Geology of Kremenchuk Iron Ore District. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Vinnichenko P.E. 1975. New in the structure of Belozersky iron ore district. *Geologičnij žurnal*, 3 (163): 114–120 (in Russian).
- Ganotsky V.I., Kravchenko V.M. 1997. Stratigraphic Position and Composition of the Belozerskaya Series of the Precambrian of the Ukrainian Shield. *Vidomosti Akademiyi hirnychkykh nauk Ukrainy*, 4: 38–40 (in Russian).
- Ganotsky V.I., Strueva O.M. 1988a. Konksko-Verkhovtsevskaya Series. *Iron-Siliceous Precambrian Formations of the European Part of the USSR. Stratigraphy*. (Ed. by Ya.N. Belevtsev). Kyiv: Naukova Dumka, pp. 15–31 (in Russian).
- Ganotsky V.I., Strueva O.M. 1988b. Mid-Dneprovian. *Iron-Siliceous Precambrian Formations of the European Part of the USSR. Stratigraphy*. (Ed. by Ya.N. Belevtsev). Kyiv: Naukova Dumka, pp. 96–114 (in Russian).
- Ganotsky V.I., Strueva O.M. 1986. The Teplovskaya Formation – an Integral Part of the Konksko-Verkhovtsevskaya Series of the Ukrainian Shield. *Geologičnij žurnal*, 2 (227): 73–90 (in Russian).
- Gladkiy V.N. 1970. Geological Structure and Tectonics of Big Krivoy Rog. *Petrography of Precambrian of Russian Platform*. Kyiv, pp. 45–54 (in Russian).
- Guzenko G.F. 1972. Comparison of sections and a consolidated stratigraphic scheme of the Konksko-Verkhovtsevskaya Series of the Middle Dnieper Region. *Geologičnij žurnal*, 5 (146): 78–85 (in Russian).
- Guzenko G.F. 1970. Stratigraphy of the Precambrian of the Belozersky Iron Ore District. Abstract dissertation (Phd) of geological-mineralogical sciences. Kyiv (in Russian).

- Guzenko G.F., Korshever L.I., Shcherbakova K.F. 1962. Ultramafic and Basic Intrusive Rocks of the Belozersk Magnetic Anomaly Area. *Zapysky Vsesoyuznogo Mineralogicheskogo Obshchestva*, 3: 315–324 (in Russian).
- Dobrokhoto M.N. 1973. Explanatory Note to the Geological Map of Precambrian of the Eastern Part of the Ukrainian Shield (territory of Big Krivoy Rog) and the Shield-Donbass Junction Zone at Scale 1:200,000. Kyiv: Ministry of Geology and Mineral Resources of the UkrSSR (in Russian).
- Dobrokhoto M.N. 1964. Geology and Iron Ore Deposits of Kremenchug District. Moscow: Nedra (in Russian).
- Dobrokhoto M.N. 1971. Stratigraphy of Pre-Cambrian Formations of the Ukrainian Shield and its Main Structural Levels. *Problems of Pre-Cambrian Geology*. Kyiv: Naukova Dumka, pp. 14–32 (in Russian).
- Dobrokhoto M.N., Berzenin B.Z., Boyko V.L., Bulaevsky D.S., Volodin D.F., Drannik A.S., Zhukov G.V., Pochtarenko V.I., Piyar Y.K., Solovitsky V.I., Etingof I.M. 1981. Correlation stratigraphic scheme of Pre-Cambrian formations of the Ukrainian Shield. *Geologichnij zhurnal*, 4 (199): 6–13 (in Russian).
- Dobrokhoto M.N., Shcherbakova K.N., Hallo V.F., Guzenko G.F. 1960. Iron Ore Formation and Iron Ore Deposits of Belozersky District in the Lower Dnieper Region. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 6: 12–29 (in Russian).
- Eremeyev G.P. 1989. Belozersky ore district. Iron-siliceous formations of Pre-Cambrian of the European part of the USSR. *Structures of Deposits and Ore Areas*. Kyiv: Naukova Dumka, pp. 125–137 (in Russian).
- Ilyvtskyi M.M. 1997. Cumulative peridotites of the Southern-Bilozersky ultramafite massif (Ukrainian shield). *Vidomosti akademii hirnychyykh nauk Ukrainy*, 4: 9–10 (in Ukrainian).
- Kalyaev G.I. 1965. Tectonics of Pre-Cambrian Ukrainian Iron Ore Province. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Kovalenko V.Yu., Kushinov N.V., Nasad A.G., Zhukov G.V., Latysh I.K. 1979. On gold occurrences in Precambrian shales and conglomerates of the Belozersky area. *Geologichnij zhurnal*, 1 (184): 122–123 (in Russian).
- Kovalenko V.Yu., Kushinov N.V., Solovey I.A., Sakovtsev V.P., Manyuk V.V. 1980. Complex geological map at a scale of 1:50,000 on Sheets L-36-34-B, 35-A, B, G-b, d. Report of the Belozersky Party 221/76 on geological survey works, 1976–1979. Dnepropetrovsk: DNVP «Geoinform Ukrainy» (in Russian).
- Kovalenko V.Y., Pivovarov V.L., Mironova L.V., Fedorov V.A. 1986. Complex geological map at a scale of 1:50,000 of sheets L-36-21-V, G; -22-V, G; -23-V, G. Report of Kakhovka Party 250/81 on a group geological survey in 1981–1985. Dnepropetrovsk: DNVP «Geoinform Ukrainy» (in Russian).
- Koliy V.D., Sivoronov A.A., Bobrov A.B., Nekryach A.I. 1991. Stratigraphy of the Lower Precambrian of the Middle Dnieper Geoblock of the Ukrainian Shield. *Geologichnij zhurnal*, 4 (259): 28–40 (in Russian).
- Correlation stratigraphic scheme of Precambrian formations of the Ukrainian Shield and notations for large-scale geological mapping of the crystalline basement (Explanatory note). 1980. Kyiv (in Russian).
- Correlation chronostratigraphic Scheme of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield. 2004. (Scheme and Explanatory Notes). K.Yu. Esipchuk, O.B. Bobrov, L.M. Stepaniuk, M.P. Scherbak, E.D. Glevaskiy, V.M. Skobeliev, A.S. Drannik, and M.V. Geychenko. 2004. Kyiv: UkrDGRI, National Scientific and Technical Council of Ukraine (in Ukrainian)
- Kulish E.A., Pokalyuk V.V. 1993. Stratigraphy and Lithology of Pre-Cambrian Metavolcanites of Novokrirozhska Formation of Krivoy Rog Iron Ore Basin. Kyiv: Publishing House of IGMR Academy of Sciences of Ukraine (in Russian).
- Kulish E.A., Pokalyuk V.V., Yatsenko V.G. 2009. Petrochemistry of talc horizon of Krivoy Rog Series. *Mineralohichnyy zhurnal*, 3 (31): 39–54 (in Russian).
- Kushinov N.V. 1981a. To the question of the geological structure of the Belozersky area. *Geologichnij zhurnal*, 4 (199): 14–19 (in Russian).
- Kushinov N.V. 1981b. New on the tectonic structure of Belozersky iron ore district. *Geologichnij zhurnal*, 6 (201): 112–117 (in Russian).
- Kushinov N.V. 1985. On the Teplov Formation of the Belozersky Synclinorium. *Geologichnij zhurnal*, 4 (223): 71–74 (in Russian).
- Kushinov N.V. 1987. Composition and age of metamorphosed terrigenous-chemogenic sediments of the Belozersky Formation of the Belozersky Iron Ore District. *Geologichnij zhurnal*, 2 (233): 125–131 (in Russian).
- Ladieva V.D. 1978. Belozersky district. *Iron-Siliceous Formations of Ukrainian Shield*. Vol. 1. Kyiv: Naukova Dumka, pp. 71–97 (in Russian).
- Ladieva V.D. 1959. Geology of ferruginous-siliceous formations of the Konka Region. *Geology of ferruginous-siliceous formations of Ukraine*. Kyiv, pp. 420–556 (in Russian).
- Ladieva V.D. 1967. Geology of sedimentary-volcanogenic formations of Belozersky area. *Geology of sedimentary and volcanic formations of the Ukrainian Shield*. Semenenko N.P., Boiko V.L., Bordunov I.N., Ladieva V.D., Makukhina A.A. Kyiv: Naukova Dumka, pp. 280–375 (in Russian).
- Ladieva V.D. 1972. Pre-Cambrian I1. *Stratigraphy of the URSR*. Vol. 1. Pre-Cambrian. Kyiv: Naukova Dumka, pp. 22–48 (in Ukrainian).
- Ladieva V.D. 1965. Sedimentary and volcanic formations of the Konksko-Belozerskaya zone. *Geochronology of Pre-Cambrian Ukraine*. Kyiv: Naukova Dumka, pp. 16–26 (in Russian).
- Ladiyeva V.D. 1964. Kataarchean sedimentary-volcanogenic formations of the Konksko-Bilozersky zone. *Geologichnij zhurnal*, 1 (24): 35–48 (in Russian).



- Lazko E.M., Kirilyuk V.P., Lysak A.M., Sivoronov A.A., Yatsenko G.M.. 1983. The Use of Formation Studies in the Construction of the Stratigraphic Scheme of the Precambrian of the Ukrainian Shield. *Stratigraphy of Pre-Cambrian Formations of the Ukrainian Shield: Theses of reports of I Regional Stratigraphy Conference* (Dnepropetrovsk, September 1983). Kyiv: Naukova Dumka, pp. 22–26 (in Russian).
- Lazko E.M. 1982. To the construction of a rational stratigraphic scheme of the Precambrian of the Ukrainian Shield. *Geologichnij zhurnal*, 3 (204): 77–87 (in Russian).
- Lazko E.M., Kirilyuk V.P., Lysak A.M., Sivoronov A.A., Yatsenko G.M. 1986. Stratigraphic Scheme of the Lower Precambrian of the Ukrainian Shield (on the Formation Base). *Geologichnij zhurnal*, 2 (227): 18–26 (in Russian).
- Lazko E.M., Lysak A.M., Sivoronov A.A., Sveshnikov K.I. 1979. On the Position of the Konksko-Verkhovtsevska Series in the Lower Precambrian section of the Ukrainian Shield. *Stratigraphy of the Archean and Lower Proterozoic of the USSR*. Leningrad, pp. 72–75 (in Russian).
- Legend of the geological map of Ukraine at a scale of 1:200,000, Series Central-Ukrainian. 1996. Kyiv: «Geoprognoz» (in Russian).
- Lisenko O.A., Kolotievsky R.P., Kovtun O.V. 2018. The Pivdenno-Bilozersky deposit of rich iron ores. *Zbirnyk naukovykh prats UkrDHRI*, 3-4: 30–53 (in Ukrainian).
- Lysenko O.A., Kolotievskiy R.P., Stankin A.S. 2020. Geological study and industrial development of the Bilozerskiy iron ore district. *Mineral'ni resursy Ukrayiny*, 3: 3–12 (in Ukrainian).
- Lipilin V.A., Ganotsky V.I., Goloborodko I.G. Kochanov E.N. 1984. Generalization of the results of geological exploration for the study of the iron-siliceous formation of the Belozersk structural-formation zone and prognostic-metallogenic assessment of its prospects. Report of the Belozersk Geological Prospecting Expedition, Mikhailovka. 1984. DNVP «Geoinform Ukrainy» (in Russian).
- Makukhina A.A. 1959. Geology of ferruginous-siliceous formations of Verkhovtsevsky area. *Geology of Iron-Siliceous Formations of Ukraine*. Kyiv: Ukrainian SSR Academy of Sciences, pp. 264–419 (in Russian).
- Makukhina A.A. 1956. Metamorphic rocks of Verkhovtsev area. *Petrography of ferruginous-siliceous formations of the Ukrainian SSR*. Kyiv: Ukrainian SSR Academy of Sciences, pp. 343–480 (in Russian).
- Makukhina T.O., Stulchikov V.O. 1972. Verkhivitsivsky District. *Stratigraphy of the Ukrainian Soviet Socialist Republic. 1. Pre-Cambrian*. Kyiv: Naukova Dumka, pp. 68–86 (in Ukrainian).
- Nikonov A.I., Ganotsky V.I. 1971. Microstructural Analysis in Solving the Issue of Structural Unconformity in the Precambrian of the Belozersky Region. *Voprosy geologii i mineralogii rudnykh mestorozhdeniy*. Moscow: Nedra, pp. 128–132 (in Russian).
- Nikonov A.I., Struyeva O.M. 1966. Ancient sedimentary conglomerate-breccias of the Bilozersky area. *Geologichnij zhurnal*, 6 (111): 71–76 (in Ukrainian).
- Pokalyuk V.V. 2017. Lithogenesis in the early Precambrian of the Krivoy Rog iron ore basin. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing (in Russian).
- Pokalyuk V.V., Korzhnev M.N. 2016. Genetic types of metaconglomerates of the Paleoproterozoic basement of the Krivoy Rog iron ore basin. *Lithology and Mineral Resources*, 3 (51): 214–227. (DOI: 10.1134/S0024490216030032)
- Pokalyuk V.V., Kulish E.A. 2004. Geology and lithogenesis of pre-Saxagan metamorphic complexes of the Krivoy Rog iron ore basin. Kyiv: Logos (in Russian).
- About the activity of the National Stratigraphic Committee of Ukraine. *Geologichnij zhurnal*, 2018, 2 (363): 95–100 (in Ukrainian).
- Ruzina M.V., Tereshkova O.A., Ivanov V.N., Smirnov A.Ya. 2013. Formational, facies composition and ore content of the Belozerska series of the Precambrian Ukrainian Shield in the greenstone structures of the Middle Pridneprovie. *Naukovyy visnyk NHU (m. Dnipropetrovs'k)*, 5: 17–23 (in Russian).
- Savko K.A., Kholina N.V., Kholin V.M., Larionov A.M. 2015. Age of Neo-Archean ultracaliche rhyolites as an important geochronological benchmark for the evolution of the Early Precambrian crust of the Voronezh crystalline massif. *Materials of VI Russian Conference on Isotope Geochronology*. SPb: Springer, pp. 247–249 (in Russian).
- Semenenko M.P., Boiko V.L. 1972. Precambrian III. Bazavlutskaya and Verkhivitsi series. *Stratigraphy of the Ukrainian Soviet Socialist Republic. 1 Pre-Cambrian*. Kyiv: Naukova Dumka, pp. 63–68 (in Ukrainian).
- Semenenko M.P., Polovko N.I. 1956. Petrography of Iron-Siliceous Formations of the Ukrainian SSR. Kyiv: Ukrainian SSR Academy of Sciences Publishing House (in Russian).
- Semenenko N.P., Polovko N.I., Gritskov Y.M., Dobrokhotoy M.N., Makukhina A.A., Ladieva V.D., Zhukov G.V., Nastenka A.A. 1959. Geology of Iron-Siliceous Formations of Ukraine. Kyiv: Publishing House of the Ukrainian SSR Academy of Sciences (in Russian).
- Skarzhinskaya T.A. 1970. Basic rocks of the dike facies of the Belozersky iron ore district. *Petrography of Pre-Cambrian Russian Platform*. Kyiv: Naukova Dumka, pp. 236–241 (in Russian).
- Skarzhinskaya T.A. 1967. Petrography and genesis of rocks of the metabasite formations of the Belozersky iron ore district. Extended abstract of Candidate's thesis (Geology). Kyiv (in Russian).
- Stepanyuk L.M., Bobrov O.B., Paranko I.S., Ponomarenko O.M., Sergiev S.A. 2011. The genesis and age of zircon from the amphibolets of the Novokrivorizka suite. *Mineralohichnyy zhurnal*, 3 (33): 69–76 (in Ukrainian).

- Shcherbak N.P., Esipchuk K.E., Berzenin B.Z., Glevassky E.B., Drannik A.S., Piyar Y.K., Polunovsky R.M., Skarzhinskaya T.A., Solovitsky V.N., Etingof I.M., Bilinskaya Y.P., Ganotsky V.I., Guzenko G.F., Kiselev A.S., Klochkov V.M., Reshetnyak V.V., Bosaya N.I., Voronova S.G., Pilipenko V.I. 1985. Stratigraphic sections of the Precambrian of the Ukrainian Shield. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Strueva O.M. 1967. Petrology of the volcanogenic-terrigenous formation of the Belozersk iron ore district. Extended abstract of Candidate's thesis (Geophysical and Mineralogy). Dnepropetrovsk (in Russian).
- Strueva O.M., Skarzhinskaya T.A. 1979. Acidic and medium effusives of Belozersk and Verkhovetsky areas and their place in the section of iron-siliceous formations of the Ukrainian Shield. *Geologičnij žurnal*, 3 (186): 73–90 (in Russian).
- Hallo V.F., Yakimov V., Kabrizon V.M. 1960. Geological report on exploration of the Southern deposit. Kyiv: DNVP «Geoinform Ukrainy» (in Russian).
- Shcherbak N.P., Artemenko G.V., Bartnitsky E.N., Ganotsky V.I., Komaristy A.A., Mitskevich N.Yu. 1985. Age of metavolcanics of the Belozerskaya Formation of the Konksko-Verkhovtsevska Series of the Ukrainian Shield. *Dokl. AN USSR. Ser. B*, 9: 26–29 (in Russian).
- Shcherbak N.P., Artemenko G.V., Bartnitsky E.N., Komaristy A.A., Mitskevich N.Yu. 1986. Age of volcanism and sedimentation of the Lower Belozersky Subsuite. *Dokl. AN USSR. Ser. B*, 6: 24–28 (in Russian).
- Shcherbak N.P., Artemenko G.V., Lesnaya I.M., Ponomarenko A.N. 2005. Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield. *Archaeus*. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Etingof I.M., Solovitsky V.N., Esipchuk K.E., Bilynskiy Y.P., Berzenin B.Z., Bukharev S.V., Piyar Y.K., Pilipenko V.I., Khvorova G.P., Orsa V.I., Shcherbakov I.B. 1983. Precambrian Stratigraphic Scheme of the Ukrainian Shield. *Stratigraphy of the Precambrian formations of the Ukrainian Shield: Theses of reports of I Regional Stratigraphy Conference* (Dnepropetrovsk, September, 1983). Kyiv: Naukova Dumka, pp. 96–100 (in Russian).

Received 18.05.2023

Accepted 08.08.2023

## Bilozerska series of the Ukrainian Shield: problems of stratigraphy and correlation

V.V. Pokalyuk<sup>1\*</sup>, O.B. Bobrov<sup>2</sup>, V.G. Verkhovtsev<sup>1</sup>

<sup>1</sup> The Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

E-mail: pvskan@ukr.net; verkhovtsev@ukr.net

<sup>2</sup> Geological expert company ABMAV Sub Sahara (SL) Ltd, Freetown, Sierra Leone

E-mail: albobrov@ukr.net

\*Corresponding author

The article discusses the problematic issues of the geological structure of the Bilozersky synclinorium of the Ukrainian Shield, its stratigraphic structure, formation composition and absolute age of the rock associations that compose it. The interrelationships of interregional correlation of the Bilozerska and Kryvyi Rih series of the Ukrainian Shield are considered. Significant adjustments to the current stratigraphic scheme of the Bilozerska series are proposed. The necessity of abolishing the upper metasedimentary stratum (Pereverzevska Suite) and returning to the traditional two-shell structure of the Bilozerska series, which consists of a sub-iron-bearing essentially terrigenous and iron-bearing terrigenous-chemogenic ferruginous-siliceous suite, is noted. The author's interpretation of the folded structure of the central zone of the Bilozerska structure is proposed, which allows to explain all the complexities of its stratigraphy in a consistent manner, to reconcile the stratigraphic position of the Teplivska Association of the Bilozersky synclinorium with the position of the Talc Horizon of the Kryvyi Rih series, and to show a complete correspondence in the general sequence of strata between the sediments of the Bilozerska and Kryvyi Rih series. The complete lithologic, stratigraphic, and formational correlation of the Bilozerska series with the section of the Kryvyi Rih series within the Skelyuvatsko-Saksagan sedimentary cycle is shown by a set of features. It is recommended to unite the Kryvyi Rih and Bilozerska series into a single supra-regional and superserial taxon – the Kryvyi Rih-Bilozersky complex.

**Keywords:** *Ukrainian Shield; Archaean-Proterozoic; Bilozerska series; Kryvyi Rih series; stratigraphy; correlation.*

<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.276467>  
УДК 552.33 (47)

## Особливості процесу фенітизації в екзоконтактових ореолах лужно-ультраосновних порід північно-західної частини Українського щита

С.Г. Кривдік\*, О.Ю. Цимбал

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України ім. М.П. Семененка, Київ, Україна  
E-mail: kryvdik@ukr.net; tsymbaloleksandra 1 @ gmail.com

\*Автор для кореспонденції

---

*Розглянуто апогранітоїдні феніти в екзоконтактових ореолах Гордницької інтрузії лужно-ультраосновних порід (північно-західна частина Українського щита). Лужно-ультраосновні породи представлені магнезійними (примітивними) олівіновими якупірангітами та меланократовими олівіновими мельтейгітами. Ореоли фенітизації мають незначну потужність (до кількох метрів). Фенітизація проявилася більш інтенсивно у верхньому екзоконтакті інтрузії порівняно з нижнім. Фенітизація гранітоїдів завершується утворенням порід сієнітового складу. Ендоконтакти інтрузії лужно-ультраосновних порід зазнали контамінації гранітоїдним матеріалом з утворенням гібридних безнефелінових порід альбіт-діопсидового складу або меланократових сієнітів типу твейтозитів. Розглянуто роль  $\text{SiO}_2$  і  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  в процесі формування фенітів.*

**Ключові слова:** лужно-ультраосновні породи; олівіновий якупірангіт; олівіновий мельтейгіт; апогранітоїдний феніт.

---

Цитування: Кривдік С.Г., Цимбал О.Ю. Особливості процесу фенітизації в екзоконтактових ореолах лужно-ультраосновних порід північно-західної частини Українського щита. *Геологічний журнал*. 2023. № 3 (384). С. 33–44. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.276467>

Citation: Kryvdik S.G., Tsymbal O.Yu. 2023. Peculiarities of fenitization process in exocontactic aureoles of alkaline-ultrabasic rocks in the North-Western part of the Ukrainian Shield. *Geologičnij žurnal*, 3 (384): 33–44. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.276467>

© Видавець Інститут геологічних наук НАН України, 2023. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

© Publisher Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, 2023. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

## Вступ

Інтрузії лужно-ультраосновних порід північно-західної частини Українського щита (УЩ), як це характерно для такого типу порід, супроводжуються екзоконтактовою фенітизацією навколишніх (вміщувальних) різноманітних гранітоїдів. Серед останніх домінують власне граніти (двопольовошпатові, суттєво плагіоклазові), але широко розповсюджені кварцові діорити, гранодіорити, рідше трапляються гнейси і пегматити. В розрізах деяких свердловин такі гранітоїди нерідко перемежуються між собою. В існуючих стратиграфічних схемах ці гранітоїди розглядаються в складі житомирського, бердичівського та шереметівського комплексів.

У районі виявлено чотири ділянки розвитку лужно-ультраосновних порід (Городницька, Глумчанська, Болярківська та Губківська) (Баран, 2012). Ще раніше в 1987 р. було виокремлено та описано феніти с. Березова Гать (Кривдик, Ткачук, 1988). Феніти супроводжують названі інтрузії лужно-ультраосновних порід, але детальніше їх вивчено в Городницькій інтрузії (похилої дайкоподібної форми), в якій бурінням розкрито один верхній і два нижніх контакти лужно-ультраосновних порід з вміщувальними гранітоїдами (Цимбал и др., 1997). Виявлено деякі відмінності процесу фенітизації в нижньому і верхньому екзоконтактах цієї інтрузії.

Феніти вперше виділено у 1921 р. у карбонатитовому комплексі Фен (Brögger, 1921) як гібридні породи, що утворилися в результаті реагування мельтейгітів з вміщувальними гранітами. Пізніше Г. Еккерман (Ekkerman, 1948) стверджував, що апогранітоїдні феніти утворилися в екзоконтактових ореолах карбонатитових інтрузій (штоки, дайки). Цей дослідник вважав, що і всі інші лужні породи комплексу Ально (ійоліт-мельтейгіти, нефелінові та лужні сієніти) є продуктами фенітизації за участі лужних флюїдів (переважно  $K_2CO_3$ ), які виділилися з карбонатитових розплавів. Проте, згідно з аналізом опублікованих і авторських даних (Глевасский, Кривдик, 1981; Кривдик, Ткачук, 1990), процес фенітизації гранітоїдів

завершувався утворенням порід сієнітового та суттєво альбітового або калішпатового складу, що проявляється і в лужно-ультраосновних породах північно-західної частини УЩ.

Хоча в статті розглядаються переважно фенітові ореоли та хімізм процесу фенітизації в найдетальніше вивченій Городницькій інтрузії (Цимбал и др., 1997), цей опис доповнюється результатами фрагментарних досліджень фенітів та їхніх мінералів з Глумчанської ділянки, де серед лужно-ультраосновних порід спостерігалися невеликі (до кількох сантиметрів) включення або мікроксеноліти інтенсивно альбітизованих апогранітоїдних фенітів з лужними амфіболами. Згадуються і особливості фенітів Березової Гаті.

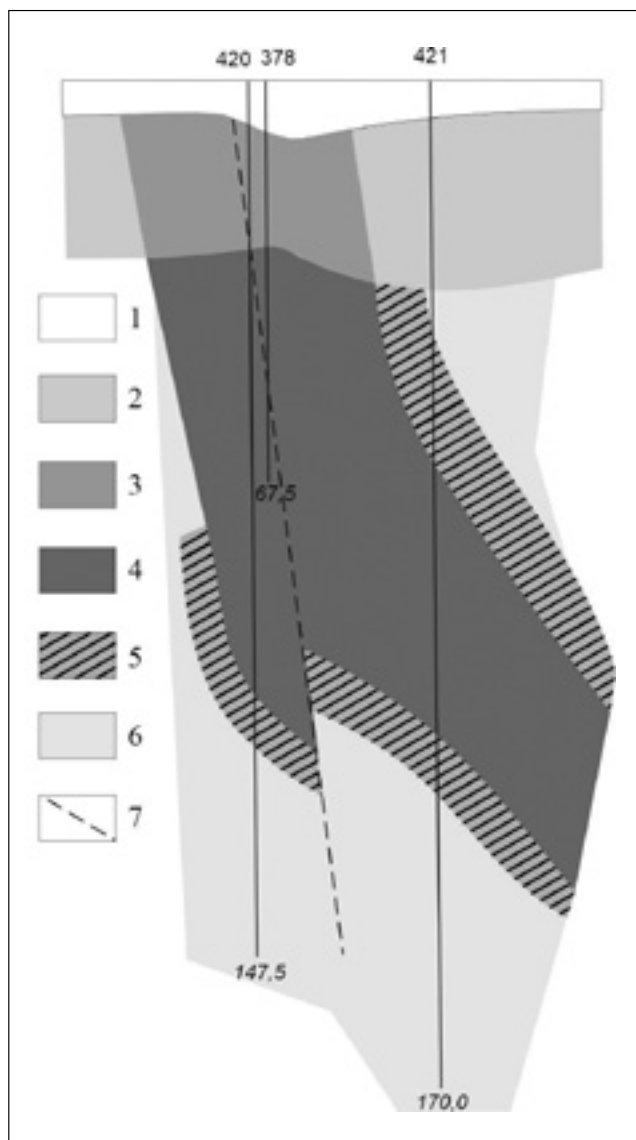
*Мета роботи.* Розгляд фенітів Городницької інтрузії лужно-ультраосновних порід, які в деяких аспектах є незвичними (примітивний високомагнезійний склад з аномально низьким вмістом несумісних рідкісних елементів (Nb, Zr, REE)\*), а також фосфору і титану; пояснення особливостей фенітизації навколишніх гранітоїдів.

*Методи досліджень.* Петрографічні дослідження шліфів, інтерпретація матеріалів буріння, хімічні аналізи лужно-ультраосновних та вміщувальних порід і мікрозондові дослідження мінералів фенітів.

## Екзоконтактові феніти Городницької інтрузії

Як зазначалося вище і показано на рис. 1, в похилій дайко- або штокоподібній інтрузії свердловинами розкрито два нижніх (лежачий бік) і один верхній (висячий бік) контакти лужно-ультраосновних порід з вміщувальними гранітами. Потужність інтрузії оцінюється у двох перетинах свердловинами в інтервалі від 15–20 до 40 м. Інтрузія складена переважно меланократовими олівіновими мельтейгітами та олівіновими якупірангітами. Схоже на те, що останніх більше в нижній частині розрізу, де, ймовірно, відбувалася

\*Лужно-ультраосновні породи Городницької та інших досліджуваних інтрузій району (і відповідно пов'язані з ними феніти) характеризуються аномально низьким як для такого типу порід вмістом вказаних елементів. Про це готується окрема стаття.



**Рис. 1.** Геологічний розріз Городницької інтрузії (Цымбал и др., 1997):

1 – неоген-четвертинні відклади; 2, 3 – кора вивітрювання (2 – лужно-ультраосновних порід, 3 – гранітоїдів); 4 – лужно-ультраосновні породи; 5 – зона фенітизації; 6 – вміщувальні гранітоїди; 7 – тектонічні порушення

**Fig. 1.** The geological section of the Horodnytska intrusion (Tsymbal et al., 1997):

1 – Neogene-Quaternary sediments; 2, 3 – weathering crust (2 – on alkaline ultrabasic rocks, 3 – on granitoids); 4 – alkaline ultrabasic rocks; 5 – zone of fenitization; 6 – host granitoids; 7 – tectonic faulting zones

кумуляція олівіну (форстериту). Збагачені олівіном якупірангіти за хімічним і мінеральним складом (до 22 % MgO) наближаються до лужних пікритів (хатангітів). У шліфах спостерігалися у верхній і середній частинах розрізу також більш лейкократові породи мельтейгітового складу, але вони кількісно підпорядковані мелократовим мельтейгітам та якупірангітам (табл. 1, 2).

Фенітові ореоли в гранітоїдах доволі малопотужні і не перевищують 3–4 м, тоді як у більшості типових карбонатитових і лужно-ультраосновних інтрузіях ширина фенітових ореолів близька до розмірів (діаметрів) цих інтрузій або й перевищує їх (інколи згадуються перші ознаки фенітизації на віддалі до 5 км від контакту). Зміни хімічного і мінерального

складу інтенсивніше проявляються у верхньому ореолі (гранітоїди залягають над лужно-ультраосновними породами), де по гранітоїдах утворюються феніти сієнітового складу з піроксеном, а розрахований склад плагіоклазу варіює в межах № 3–18, тоді як у вміщувальних діоритах, гранодіоритах і плагіогранітах, в яких не проявляються видимі в шліфах ознаки фенітизації, плагіоклаз є більш основним (№ 46–52). Подібним чином змінюється коефіцієнт агпайтності  $((Na + K) / Al)$ : у фенітах він становить 0,73–0,95, а в вміщувальних гранітоїдах – 0,40–0,53.

Водночас у нижньому ореолі (перетнуто двома свердловинами) зміни хімічного і мінерального складу приконтактних гранітоїдів доволі відмінні від таких у верхньому ореолі.

Таблиця 1. Хімічний склад лужно-ультраосновних порід Городницької інтрузії, вмщувальних гранітоїдів та апогранітоїдних фенітів у верхньому і нижньому екзоконтактах інтрузії, св. 421

№ з/п	Глибина, м	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1	46,8	Плагіограніт гранат-біотитовий	70,51	0,62	13,73	0,67	4,52	0,05	2,22	2,87	2,28	1,52
2	48,7	Діорит біотит-кварцовий	67,30	0,70	15,25	1,03	4,60	0,04	2,56	1,77	3,00	2,00
3	52,3	Діорит біотит-кварцовий	59,40	0,94	18,08	1,26	6,75	0,06	3,35	1,55	2,66	2,96
4	55,2	Гранодіорит гранофіровий	63,37	0,84	16,31	1,61	5,75	0,05	2,95	1,77	2,85	2,60
5	58,4	Гранодіорит	55,19	1,09	20,45	1,20	8,05	0,08	3,59	1,88	3,28	2,86
6	60,1	Граніт гранофіровий	64,86	0,62	16,24	0,99	5,60	0,07	3,34	1,66	2,56	2,34
7	62,2	–	69,21	0,74	12,63	0,66	4,81	0,07	2,62	2,98	3,00	1,66
8	63,1	Феніт апогнейсовий	62,64	0,65	15,41	1,25	5,72	0,11	3,38	1,82	5,80	1,50
9	65,4	Лужний сіеніт альбіт-рибекітовий	63,15	0,52	14,27	1,69	3,74	0,06	4,56	1,98	6,54	0,56
10	65,4	Феніт егірін-рибекітовий	59,21	0,51	13,82	1,64	5,01	0,17	5,59	3,49	6,92	0,50
11	65,8	Сіеніт двопольовошпат-піроксеновий	52,13	0,66	10,41	2,87	6,82	0,24	8,49	8,28	5,33	1,00
12	66,5	Альбіт-діопсидова порода з олівіном	46,10	0,62	9,10	2,75	7,44	0,32	12,87	11,67	2,30	0,70
13	67,5	Йюліт пегматоїдний змінений	37,68	0,53	6,72	5,55	10,92	0,51	16,16	6,40	1,20	0,32
14	68,5	Якупірангіт	45,30	0,36	6,22	3,11	6,47	0,34	14,89	15,27	2,00	0,40
15	71	Якупірангіт олівінвмісний	43,69	0,52	6,34	4,28	4,16	0,15	19,44	15,58	0,82	0,48
16	73,1	Мельтейгіт меланократовий	45,10	0,60	7,24	4,85	5,72	0,23	14,20	15,83	1,33	0,60
17	76	Якупірангіт амфіболізований	44,41	0,66	8,06	5,09	4,74	0,19	15,14	16,90	1,10	0,72
18	78,3	Якупірангіт олівіновий	44,30	0,57	6,39	3,84	5,68	0,20	16,26	17,35	0,90	0,40
19	80,0	–	44,21	0,51	6,33	4,08	4,79	0,24	17,27	16,73	1,05	0,50
20	83,0	–	43,65	0,58	6,60	4,76	4,60	0,20	15,93	17,02	1,60	0,70
21	85,2	–	42,70	0,47	5,62	6,06	5,04	0,26	18,23	15,04	1,60	0,70
22	87,0	Мельтейгіт меланократовий	42,44	0,46	9,37	4,45	5,72	0,19	17,06	12,61	2,48	1,00
23	88,1	–	44,65	0,57	7,70	3,64	4,32	0,15	15,70	17,26	2,30	0,60
24	90,0	Якупірангіт олівіновий	42,18	0,47	6,45	4,80	4,68	0,26	20,00	13,40	1,70	0,30
25	92,0	Якупірангіт олівіновий амфіболізований	43,31	0,57	8,74	4,73	4,60	0,19	15,57	14,92	2,72	0,80
26	94,2	–	43,34	0,47	6,60	4,10	5,03	0,18	18,11	15,59	1,80	0,50
27	97,3	–	43,10	0,37	7,93	3,73	4,47	0,19	19,56	13,28	2,00	0,60
28	100,0	Якупірангіт	45,28	0,41	5,90	3,20	4,15	0,17	18,06	16,81	1,00	0,30
29	101,9	–	44,20	0,50	6,27	4,05	4,18	0,18	16,34	18,01	1,70	0,40
30	104,5	Мельтейгіт меланократовий амфіболізований	42,12	0,47	9,27	3,22	4,40	0,15	13,81	18,0	2,42	0,60
31	105,3	Якупірангіт олівіновий	45,20	0,42	6,03	5,00	3,67	0,16	19,04	15,46	1,55	0,46
32	106,1	Мельтейгіт олівіновий	46,23	0,41	6,71	2,84	4,29	0,17	17,32	16,11	1,68	0,70
33	106,4	Мельтейгіт контамінований	49,59	0,48	5,09	1,52	4,58	0,16	15,06	16,05	2,63	0,70
34	106,9	Діопсид-альбітова порода	52,82	0,65	7,95	0,65	6,08	0,16	9,38	13,56	3,26	0,66
35	107,3	Сіеніт кварцовий	58,84	0,60	16,08	2,46	5,03	0,12	4,24	2,22	5,08	2,55
36	107,8	Сіеніт лужно-польовошпатовий	62,26	0,54	15,66	2,14	5,40	0,09	3,32	1,78	4,04	2,93
37	108,4	–	65,68	0,81	14,20	2,48	4,97	0,06	2,29	2,02	3,62	2,52
38	190,6	Сіеніт з гранофіром	58,52	0,90	17,34	1,07	6,89	0,08	3,73	1,89	4,11	3,20
39	110,2	Феніт по граніту	56,74	0,94	17,00	3,84	6,12	0,08	3,24	2,66	3,41	3,23
40	112,8	Граніт	67,16	0,66	14,00	2,72	4,03	0,06	2,65	2,89	3,41	1,60
41	114,6	Граніт біотитовий	66,42	0,52	14,07	0,88	5,69	0,05	2,92	1,78	4,04	1,53
42	116,8	–	68,66	0,60	13,18	2,02	3,53	Сл.	0,81	2,00	3,20	5,23
43	127,0	Граніт трахітоїдний	69,67	0,57	13,75	0,51	3,24	0,03	1,53	1,10	2,52	5,20
44	160,4	Граніт двослюдяний	74,99	0,08	13,45	0,87	1,44	0,03	0,56	0,66	3,80	2,90

\* Впп – втрати (маси породи) при прожарюванні (нагріванні) / LOI (lost by ignition).

Table 1. Chemical composition of alkaline-ultrabasic rocks in Horodnytska intrusion, country granitoids and apogranitoid fenites from upper and lower exocontacts of intrusion, drill hole 421

S	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	Впп*	Сума	Kar	Na/K	№ Pl	Порода	Глибина, м	№ з/п
0,02	0,13	0,03	–	Сл.	1,21	100,38	0,40	2,31	52	Плагиограніт гранат-біотитовий	46,8	1
0,03	0,15	0,04	0,31	Сл.	1,40	100,18	0,46	2,29	46	Діорит біотит-кварцовий	48,7	2
0,16	0,13	0,03	0,39	Сл.	2,01	99,73	0,42	1,37	54	Діорит біотит-кварцовий	52,3	3
0,08	0,16	0,03	0,49	Сл.	1,52	100,38	0,47	1,64	46	Гранодіорит гранофіровий	55,2	4
0,03	0,15	0,03	0,42	Сл.	2,11	100,41	0,42	1,74	52	Гранодіорит	58,4	5
0,05	0,16	0,03	0,46	Сл.	1,06	100,04	0,41	1,67	53	Граніт гранофіровий	60,1	6
0,11	0,09	0,03	0,39	Сл.	0,74	99,74	0,53	2,74	38	–	62,2	7
0,17	0,09	<0,01	1,12	0,10	0,16	99,92	0,73	5,88	18	Феніт апогнейсовий	63,1	8
0,04	0,16	0,02	0,53	0,12	1,91	99,85	0,79	19,2	12	Лужний сіеніт альбіт-рибекітовий	65,4	9
0,25	0,17	<0,01	1,33	0,19	0,82	99,62	0,86	22,3	8	Феніт егірін-рибекітовий	65,4	10
0,05	0,18	0,06	1,88	0,12	1,86	100,38	0,95	7,77	3	Сіеніт двопольовошпат-піроксенний	65,8	11
0,14	0,13	<0,01	1,68	1,02	3,14	99,98	0,49	5,29	–	Альбіт-діопсидова порода з олівіном	66,5	12
0,58	0,21	0,21	5,92	Сл.	7,46	100,37	0,34	5,43	–	Гіоліт пегматоїдний змінений	67,5	13
0,02	0,16	0,23	2,66	Сл.	2,96	100,39	0,59	8,0	–	Якупірангіт	68,5	14
0,02	0,10	0,23	1,02	Сл.	3,57	100,40	0,29	2,6	–	Якупірангіт олівінвмісний	71	15
0,08	0,14	0,04	1,61	0,32	1,83	99,72	0,40	3,05	–	Мельтейгіт меланократовий	73,1	16
0,05	0,16	0,13	0,74	Сл.	2,39	100,48	0,32	2,7	–	Якупірангіт амфіболізований	76	17
0,02	0,14	0,12	1,80	Сл.	2,02	99,99	0,30	3,75	–	Якупірангіт олівіновий	78,3	18
0,06	0,11	0,04	1,05	0,15	2,64	99,76	0,35	3,4	–	–	80,0	19
0,06	0,14	0,15	1,55	0,05	2,50	100,09	0,51	3,71	–	–	83,0	20
Сл.	0,14	0,17	1,28	Сл.	2,95	100,26	0,60	3,71	–	–	85,2	21
0,07	0,12	0,03	1,05	0,16	2,54	99,75	0,56	4,0	–	Мельтейгіт меланократовий	87,0	22
Сл.	0,09	0,15	0,93	Сл.	1,97	100,03	0,57	6,17	–	–	88,1	23
0,07	0,14	0,16	1,14	0,17	5,06	100,38	0,47	6,0	–	Якупірангіт олівіновий	90,0	24
0,08	0,12	0,15	1,10	0,12	2,68	100,40	0,62	4,89	–	Якупірангіт олівіновий амфіболізований	92,0	25
0,10	0,15	0,19	1,03	0,10	3,18	100,47	0,52	5,8	–	–	94,2	26
0,07	0,09	0,18	0,75	Сл.	3,95	100,27	0,49	5,3	–	–	97,3	27
0,13	0,09	0,12	0,98	0,20	2,91	99,71	0,33	5,73	–	Якупірангіт	100,0	28
Сл.	0,18	0,16	1,48	Сл.	2,62	100,27	0,50	6,75	–	–	101,9	29
Сл.	0,26	0,17	2,40	0,08	3,08	100,48	0,49	6,5	–	Мельтейгіт меланократовий амфіболізований	104,5	30
0,06	0,11	0,35	0,88	0,20	1,81	100,40	0,50	5,0	–	Якупірангіт олівіновий	105,3	31
0,05	0,13	0,16	1,33	0,11	1,73	99,97	0,52	3,86	–	Мельтейгіт олівіновий	106,1	32
0,05	0,03	0,15	2,88	0,14	0,98	100,09	0,99	6,07	–	Мельтейгіт контамінований	106,4	33
0,03	0,20	<0,01	2,88	0,12	1,44	99,84	0,77	7,57	14	Діопсид-альбітова порода	106,9	34
0,15	0,18	0,04	0,84	0,46	1,32	100,21	0,68	2,92	24	Сіеніт кварцовий	107,3	35
0,12	0,13	–	0,52	0,21	0,91	100,05	0,63	2,11	30	Сіеніт лужно-польовошпатовий	107,8	36
0,07	0,15	0,09	0,38	0,18	0,59	100,11	0,62	5,17	31	–	108,4	37
0,08	0,13	0,04	0,59	0,13	1,26	99,96	0,59	1,44	35	Сіеніт з гранофіром	190,6	38
0,01	0,17	0,01	0,56	0,16	1,86	100,03	0,54	1,94	41	Феніт по граніту	110,2	39
0,09	0,15	0,06	0,31	0,11	0,56	100,46	0,53	3,24	37	Граніт	112,8	40
0,04	0,17	0,04	0,21	0,19	1,12	99,67	0,59	4,09	30	Граніт біотитовий	114,6	41
0,05	0,30	0,05	0,10	0,12	0,54	100,39	0,83	0,95	17	–	116,8	42
0,02	0,30	Сл.	0,24	0,09	0,80	99,57	0,71	0,74	33	Граніт трахітоїдний	127,0	43
0,02	0,30	Сл.	0,21	0,09	0,60	100,00	0,70	1,97	24	Граніт двослюдяний	160,4	44

Примітка: 1–7, 40–44 – вмішувальні гранітоїди; 13–33 – лужно-ультраосновні породи; 8–11, 35–39 – феніти та сіеніти; 12, 34 – альбіт-діопсидові породи Kar – (Na + K) / Al.

Note: 1–7, 40–44 – country granitoids; 13–33 – alkaline-ultrabasic rocks; 8–11, 35–39 – fenites and syenites; 12, 34 – albite-diopside rocks; Kar – (Na + K) / Al.

Таблиця 2. Хімічний склад лужно-ультраосновних порід Городницької інтрузії та апогранітоїдних фенітів з нижнього екзоконтакту інтрузії, св. 420

№ з/п	Глибина, м	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1	38,3	Мельтейгіт олівінвмісний	42,83	0,47	15,04	3,81	4,89	0,14	9,55	13,26	2,10	1,90
2	40,0	Ййоліт олівіновий	44,11	0,23	14,07	2,24	3,93	0,11	13,57	13,65	1,70	2,00
3	41,5	Ййоліт олівіновий амфіболізований	42,32	0,25	14,72	4,81	4,68	0,21	13,80	9,52	5,20	1,60
4	42,0	Ййоліт олівіновий	43,92	0,27	12,42	3,45	4,64	0,12	13,16	13,33	4,30	1,22
5	44,5	–	43,75	0,27	12,90	2,93	4,57	0,15	13,21	13,44	4,30	1,04
6	46,5	–	43,32	0,36	11,68	4,22	5,57	0,14	13,10	13,86	4,00	0,83
7	85,5	Мельтейгіт олівіновий	42,46	0,22	9,93	3,87	4,93	0,19	19,80	9,65	2,60	0,94
8	87,5	–	43,04	0,30	8,74	4,22	4,71	0,19	18,10	12,52	2,48	0,64
9	89,0	–	41,04	0,29	10,89	3,96	5,00	0,19	19,39	9,17	3,70	0,94
10	90,2	–	40,09	0,50	9,69	6,09	5,72	0,22	18,90	9,59	2,84	0,86
11	92,5	–	42,36	0,28	8,75	3,84	5,00	0,16	20,00	11,02	2,88	0,70
12	94,0	Якупірангіт олівіновий	42,52	0,30	6,89	4,05	4,93	0,19	21,57	12,23	1,64	0,40
13	95,8	–	43,34	0,35	6,17	4,40	5,14	0,20	21,79	11,91	1,50	0,40
14	97,5	–	42,58	0,32	7,96	4,39	5,29	0,21	20,24	11,35	2,16	0,66
15	99,7	–	42,54	0,27	9,26	4,85	4,64	0,20	17,79	13,54	1,14	0,62
16	101,4	–	43,94	0,32	4,97	4,36	4,43	0,18	21,94	13,04	1,12	0,30
17	102,2	–	43,02	0,27	6,76	4,27	4,14	0,18	21,05	12,39	1,36	0,50
18	103,3	–	43,98	0,27	6,22	3,79	4,30	0,14	21,33	12,96	0,68	0,50
19	103,9	–	44,44	0,23	4,91	2,89	4,07	0,18	21,50	15,05	0,60	0,36
20	104,4	–	44,06	0,26	4,36	4,33	3,71	0,17	21,44	14,64	0,60	0,32
21	104,7	–	44,67	0,22	4,57	2,38	4,71	0,11	21,03	15,54	0,40	0,27
22	105,2	–	45,97	0,27	4,82	1,69	8,93	0,21	13,61	16,66	0,70	0,30
23	105,5	Альбіт-діопсидова порода з олівіном	50,27	0,31	7,40	1,06	5,36	0,17	13,61	16,80	1,90	0,36
24	105,7	Граніт фенітизований	67,60	0,56	14,56	0,20	4,79	0,04	3,41	1,47	3,22	2,18
25	106,0	–	64,53	0,51	16,01	0,58	5,07	0,07	3,11	1,82	4,20	2,27
26	106,5	Гранодіорит	65,46	0,56	15,93	0,42	5,21	0,04	2,72	1,60	2,66	2,88
27	107,5	–	63,94	0,51	16,01	0,58	5,79	0,08	3,16	2,31	2,58	2,66
28	108,5	–	64,57	0,31	16,44	0,26	5,36	0,06	3,40	1,82	2,86	2,54
29	108,9	Граніт	67,77	0,46	15,42	0,69	4,43	0,03	2,09	1,47	2,60	2,80
30	112,8	Граніт двопольовошпатовий	68,84	0,41	15,25	0,28	3,36	0,02	1,25	0,91	2,50	5,52
31	127,4	–	69,85	0,37	14,57	0,2	3,57	0,02	1,65	0,98	2,48	5,06

\* Впп – втрати (маси породи) при прожарюванні (нагріванні) / LOI (lost by ignition).

\*\* Кар – (Na + K) / Al.

Тут не відмічалися сієніти з піроксеном у фенітизованих гранітоїдах, що набули близького до сієнітового та кварц-сієнітового складу, коефіцієнт агпаїтності практично такий же, як і у вмщувальних гранітоїдах (0,50–0,68 і 0,46–0,70, відповідно). Не зафіксовано також суттєвих відмінностей в розрахованому складі плагіоклазу в приконтактних фенітизованих гранітоїдах, що набули складу, близького до сієнітів або кварцових сієнітів, і у вмщувальних гранітоїдах. В одному ореолі

плагіоклаз цих фенітизованих порід змінюється в межах № 24–31, в другому – № 31–39, а в гранітоїдах без видимих ознак фенітизації – № 33–52, в двох зразках лейкократових гранітів – № 17 і 24 (див. табл. 1, 2).

Ще однією цікавою особливістю фенітових ореолів у Городницькій інтрузії є зміна хімічного та мінерального складу лужно-ультраосновних порід в ендоконтактній частині інтрузії. На контакті з апогранітоїдними фенітами в лужно-ультраосновних



Table 2. Chemical composition of alkaline-ultrabasic rocks in Horodnytska intrusion, country granitoids and apogranitoid fenites from lower exocontacts of intrusion, drill hole 420

S	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	Впп*	Сума	Kar**	Na/K	№ Pl	Порода	Глибина, м	№ з/п
0,04	0,18	0,05	1,18	0,25	4,20	99,86	0,37	1,7	–	Мельтейгіт олівінвмісний	38,3	1
0,05	0,09	0,06	0,74	0,20	2,99	99,74	0,35	1,29	–	Ййоліт олівіновий	40,0	2
0,06	0,10	0,05	0,77	0,21	1,93	100,23	0,70	4,54	–	Ййоліт олівіновий амфіболізований	41,5	3
0,09	0,10	0,06	1,02	0,09	1,36	99,55	0,66	5,52	–	Ййоліт олівіновий	42,0	4
0,08	0,11	0,07	1,15	0,11	1,46	99,54	0,64	6,0	–	–	44,5	5
0,12	0,10	0,06	0,80	0,09	1,42	99,67	0,64	7,22	–	–	46,5	6
0,02	0,08	0,13	0,80	0,19	3,95	99,76	0,54	4,0	–	Мельтейгіт олівіновий	85,5	7
0,02	0,10	0,15	1,02	0,20	3,31	99,84	0,54	6,5	–	–	87,5	8
0,01	0,16	0,11	1,02	0,21	3,73	99,82	0,66	5,71	–	–	89,0	9
–	0,10	0,06	1,02	0,16	3,74	99,58	0,58	4,84	–	–	90,2	10
0,03	0,12	0,10	0,68	0,22	3,63	99,77	0,63	6,71	–	–	92,5	11
0,03	0,10	0,09	0,95	0,18	3,57	99,64	0,45	6,63	–	Якупірангіт олівіновий	94,0	12
0,02	0,08	0,11	0,74	0,18	3,19	99,52	0,46	6,0	–	–	95,8	13
0,03	0,10	0,10	0,54	0,15	3,82	99,90	0,53	5,31	–	–	97,5	14
0,09	0,10	0,12	1,19	0,23	3,21	99,79	0,27	3,08	–	–	99,7	15
0,02	0,08	0,15	0,68	0,18	3,96	99,67	0,41	6,08	–	–	101,4	16
0,05	0,13	0,10	0,95	0,21	4,53	99,91	0,43	3,38	–	–	102,2	17
0,01	0,08	0,11	0,74	0,30	4,28	99,69	0,26	2,2	–	–	103,3	18
0,03	0,08	0,18	1,07	0,12	4,29	100,00	0,28	2,86	–	–	103,9	19
0,06	0,08	0,11	1,76	0,32	3,44	99,66	0,31	3,33	–	–	104,4	20
0,14	0,08	0,18	1,02	0,21	4,39	99,92	0,19	2,4	–	–	104,7	21
0,21	0,12	0,15	3,20	0,47	2,76	100,07	0,30	3,66	–	–	105,2	22
0,03	0,09	0,10	1,02	0,09	1,11	99,68	0,47	8,87	–	Альбіт-діопсидова порода з олівіном	105,5	23
0,14	0,12	0,01	0,27	0,11	1,19	99,87	0,53	2,26	39	Граніт фенітизований	105,7	24
0,08	0,16	0,02	0,68	0,11	0,75	99,97	0,60	2,72	31	–	106,0	25
0,05	0,12	0,04	0,27	0,12	1,39	99,57	0,47	1,39	49	Гранодіорит	106,5	26
0,05	0,18	0,03	0,70	0,09	1,19	99,86	0,45	1,47	52	–	107,5	27
0,04	0,19	0,01	0,32	0,13	1,30	99,67	0,46	1,67	49	–	108,5	28
0,07	0,21	0,01	0,13	0,07	1,53	99,78	0,48	1,4	48	Граніт	108,9	29
0,10	0,24	<0,01	0,14	0,11	0,68	99,61	0,66	0,68	40	Граніт двопольовошпатовий	112,8	30
–	0,21	–	0,13	0,08	0,77	99,94	0,66	0,75	38	–	127,4	31

Примітка: 1–22 – лужно-ультраосновні породи; 23 – альбіт-діопсидова порода; 24, 25 – феніти; 26–31 – вмщувальні гранітоїди.

Note: 1–22 – alkaline-ultrabasic rocks; 23 – albite-diopside rock; 24, 25 – fenites; 26–31 – country granitoids.

породах відсутній («втрачається») нефелін і утворюються альбіт-діопсидові породи (див. табл. 1, 2) або меланократові сіенітоподібні породи типу твейтозитів (див. табл. 1, ан. 11), що відмічалось в попередній публікації (Цымбал и др., 1997). Діопсид-альбітові породи трактувалися як утворення в ендоконтактовій частині інтрузії в результаті контамінації лужно-основного розплаву вмщувальними гранітоїдами. Ці породи

розраховуються на такі головні нормативні мінерали, як діопсид, альбіт, ортоклаз, з домішкою в одних випадках олівіну, а в інших – навіть кварцу (див. табл. 1, ан. 12, 34; табл. 2, ан. 23). В поодиноких аналізах розраховується незначна кількість нефеліну (перші %), і такі породи складаються (%) з діопсиду (~50), альбіту (20), форстериту (18) і домішки кальциту (7), магнетиту, ільменіту (див. табл. 1, ан. 33).

## Деякі текстурно-структурні особливості та зміни мінерального складу в апогранітоїдних фенітах

Хоча проявляються деякі особливості процесу фенітизації залежно від складу вихідних гранітоїдів, проте загальним для цього процесу є перетворення (заміщення) цих гранітоїдів від початкових до завершальних стадій в породи сієнітового або суттєво альбітового складу, рідше – калішпатового (частіше утворюються альбіт-мікроклінові феніти). В досліджуваній Городницькій інтрузії перші ознаки фенітизації гранітоїдів проявляються в новоутвореннях мінералів у кварцвмісних ділянках (як найбільш вразливих). У кварці можуть з'являтися голочки блідно-зеленого амфіболу типу рихтериту, плагіоклаз у приконтактовій зоні з кварцом починає заміщуватися альбітом, як відмічалось в попередній публікації (Цымбал и др., 1997), та дрібнозернистим агрегатом альбіту та мікрокліну. В реліктовому плагіоклазі утворюються симплектикоподібні виділення буруватого слюдистого мінералу (мусковіт) з пилюватими включеннями рудного мінералу. Зі зростанням інтенсивності процесу фенітизації (з наближенням до контакту з лужно-ультраосновними породами) з'являється лужний амфібол або піроксен егірин-салітового типу. Цікаво, що такий піроксен на перших стадіях виділяється по краях зерен кварцу напроти прилягаючого біотиту, а між біотитом і квар-

цом з піроксеновою облямівкою утворюється дрібнозернистий агрегат альбіту та калішпату, видовжені зерна яких орієнтовані перпендикулярно до контурів зерен кварцу («коронарні структури»). Такі утворення спостерігалися в фенітах Березової Гаті (фото наведено в роботі (Кривдик, Ткачук, 1990)). В подальшому піроксен може формувати суцільні або переривчасті облямівки навколо кварцу або утворювати (часто разом з лужним амфіболом) прожилки в фенітах. В кінцевому результаті процес фенітизації найчастіше завершується формуванням порід калішпат-альбітового складу з лужними піроксенами та амфіболами. Частіше такі сієніти без кварцу, хоча в фенітових ореолах трапляються лужні кварцові сієніти (граносієніти, іноді пегматоїдні), походження яких є не зовсім зрозумілим. Припускається (Глевасский, Кривдик, 1981; Кривдик, Ткачук, 1990), що це можуть бути реоморфічні феніти.

В деяких випадках формуються феніти суттєво альбітового складу, наприклад, на Глумчанській ділянці (табл. 3, ан. 4). Було зафіксовано, що дрібні ксеноліти фенітів (фенітизованих гранітоїдів) у лужно-ультраосновних породах перетворюються в альбітиту з лужними амфіболами (Кривдик и др., 2003) (див. табл. 3, ан. 4, 5). В одному випадку спостерігалися фенітизовані гранатвмісні граніти (бердичівського комплексу?), в яких гранат заміщувався дрібнозернистим зеленим слюдистим мінералом.

Таблиця 3. Хімічний склад окремих зразків лужних порід Глумчанської ділянки, апогранітоїдного феніту та лужного амфіболу з мікроксеноліту феніту в олівіновому мельтейгіті

№ з/п	№ свердловини	Глибина, м	Порода/мінерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S
1	141	24,8	Олівіновий мельтейгіт	43,9	1,68	16,51	4,4	8,8	0,1	7,01	9,03	1,87	3,02	0,01
2	141	40,3	–	42,66	1,68	20,45	1,66	9,35	0,12	7,9	3,54	2,74	5,6	0,21
3	141	76,5	–	47,28	0,97	12,46	1,99	7,39	0,15	13,92	3,62	2,39	4,69	0,02
4	141	74,1	Феніт апогранітоїдний (альбітит)	62,35	0,48	16,36	0,86	3,02	0,06	2,26	2,7	8,71	0,52	0,02
5	140	72,6	Олівіновий мельтейгіт	44,96	1,48	11,24	3,44	6,97	0,19	13,99	5,49	3,20	4,69	0,73
6	140	72,6	Лужний амфібол арфведсоніт-екерманітової серії	53,68	0,06	5,09	–	9,48	–	11,41	3,63	6,59	3,24	–

\* Впп – втрати (маси породи) при прожарюванні (нагріванні) / LOI (lost by ignition).

## Особливості хімізму процесу утворення апогранітоїдних фенітів

Як згадувалося вище, фенітизація гранітоїдів завершується породами сієнітового, кварц-сієнітового або суттєво альбітового складу (див. табл. 1–3). Очевидно, що в таких фенітах зменшується вміст  $\text{SiO}_2$  ( $\approx 60\% \text{SiO}_2$ ) порівняно з типовими гранітами ( $70\text{--}75\% \text{SiO}_2$ ). Тобто, в процесі фенітизації гранітів відбувається винесення кремнезему. В той же час деякі вміщувальні породи (діорити, гранодіорити), що зазнають фенітизації, можуть мати такий же (або близький), як і в фенітах сієнітового складу, вміст  $\text{SiO}_2$  ( $58\text{--}62\%$ ), як це видно і в табл. 1, 2. В таких випадках  $\text{SiO}_2$ , очевидно, майже повністю може «засвоюватися» в новоутворених фенітах.

Звичайно, в процесі фенітизації привносяться луги (переважно  $\text{Na}_2\text{O}$ ), нерідко  $\text{FeO}$  ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ),  $\text{MgO}$ , а також  $\text{CaO}$ , тоді як вміст  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (враховуючи амфотерні властивості  $\text{Al}$ ) залишається практично таким же, як і у вихідних породах. Привнесення лугів у процесі фенітизації гранітоїдів з утворенням альбіту та лужних піроксенів і амфіболів призводить до збільшення коефіцієнта агпайтності  $((\text{Na} + \text{K}) / \text{Al})$ . Так, коефіцієнт агпайтності ( $\text{Ka}$ ) в альбіті (новоутвореному в фенітах) становить теоретично 1,0, тоді як в олігоклазі (№ 20) або в андезині (№ 40), які є головними силікатами у вміщувальних (вихідних) гранітах та діоритах, цей коефіцієнт має значення 0,67 і 0,43, відповідно. Навіть в альбіті № 5 і 9

коефіцієнт агпайтності значно менший, ніж у чистому альбіті (№ 0) і становить 0,9; 0,82 і 1,0, відповідно. Якщо ж зважати на те, що в фенітах (альбітових, калішпат-альбітових) з'являються (хай навіть в незначній кількості) лужні піроксени та амфіболи з низьким вмістом  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , то  $\text{Ka}$  сильно збільшується ( $\text{Ka} > 1$ ).

Цікаво, що в апогранітоїдних фенітах коефіцієнт агпайтності вищий, ніж такий у фенітизуючих лужно-ультраосновних породах Городницької інтрузії (див. табл. 1, 2). Ймовірно, у вихідних розплавах цих порід було більше лугів, які разом з флюїдами мігрували в навколишні гранітоїди, зумовлюючи їх фенітизацію. Такі особливості характерні для багатьох карбонатитових і лужно-ультраосновних комплексів (наприклад, у Чернігівському, Проскурівському та Антонівському в межах УЩ, а також в Ільмено-Вишневогірському масивах на Уралі). В останньому міаскіті ( $\text{Ka} < 1$ ) оточені фенітами ( $\text{Ka} > 1$ ).

Принагідно зазначимо, в масивах агпайтових ( $\text{Ka} > 1$ ) фельдшпатоїдних сієнітів (Хібінський, Ловозерський, Ілімаусацький (Гренландія)) екзоконтактові феніти мають обмежений розвиток, якщо зважати на великі або гігантські розміри названих масивів. Не спостерігалось значного розвитку або й навіть відсутності апогранітоїдних фенітів в екзоконтактах фойяїтів та маріуполітів Октябрського масиву (Приазов'я). Не виявлено типових фенітів в екзоконтактах вміщувальних гранітоїдів з сублужними піроксенітами та

Table 3. Chemical composition of separate alkaline rock samples from Hlumchanska area, apogranitoid fenite (albitite) and alkaline amphibole of arfvedsonite – eckermanite series from microxenolith in olivine melteigite

$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{Cr}_2\text{O}_3$	$\text{NiO}$	F	$\text{CO}_2$	$\text{H}_2\text{O}$	Впп*	Сума	$\frac{\text{Na}+\text{K}}{\text{Al}}$	Na/K	№ Pl	Порода/мінерал	Глибина, м	№ свердловини	№ з/п
1,25	0,058	0,027	0,13	0,18	0,05	2,3	99,94	0,38	0,97	–	Олівіновий мельтейгіт	24,8	141	1
0,82	–	–	–	–	0,39	2,36	99,08	0,52	0,75	–	–	40,3	141	2
0,22	0,099	0,061	0,19	0,62	0,03	4,48	99,67	0,72	0,78	–	–	76,5	141	3
0,44	0,03	–	–	0,55	0,01	1,2	99,86	0,89	28	6	Феніт апогранітоїдний (альбітит)	74,1	141	4
0,3	–	–	–	1,00	0,29	2,94	98,89	0,92	1,04	–	Олівіновий мельтейгіт	72,6	140	5
–	–	–	–	–	–	–	93,18	2,81	3,07	–	Лужний амфібол арфведсоніт-екерманітової серії	72,6	140	6

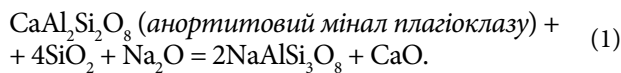
Примітка: 1–3, 5 – олівіновий мельтейгіт; 4 – апогранітоїдний феніт (альбітит); 6 – лужний амфібол арфудсоніт-екерманітової серії.

Note: 1–3, 5 – olivine melteigite; 4 – apogranitoid fenite (albitite); 6 – alkaline amphibole of arfvedsonite-eckermanite series.

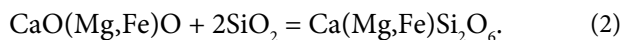
габроїдами в Покрово-Кириївському масиві, де відбуваються інші мінеральні перетворення гранітоїдів (Кривдік та ін., 2016). Отже, інтенсивна фенітизація властива лужно-ультраосновним і карбонатитовим комплексам, тоді як в інших лужних масивах (в тому числі агпайтових) вона проявляється обмежено.

Міграція головних компонентів ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) в процесі фенітизації і збільшення коефіцієнта агпайтності та зміна валового складу порід проявляються в таких перетвореннях мінерального складу: заміщення кварцу (з виносом  $\text{SiO}_2$ ), заміщення перенасичених  $\text{Al}_2\text{O}_3$  мінералів (слюд, гранатів, деяких Al-Ca-амфіболів) та анортитового міналу плагіоклазу ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ), утворення лужних піроксенів та амфіболів. Звичайно, це відбувається за участі  $\text{SiO}_2$ , який не тільки виноситься з ореолу фенітизації, але й входить до складу новоутворених силікатів (альбіту, калішпату, піроксенів, амфіболів, а також низькоглиноземистих слюд типу аніту ( $\text{K} > \text{Al}$ ), інколи утворюється астрофіліт).

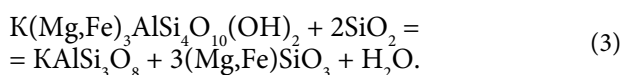
Такі перетворення починаються з найбільш «вразливих» для фенітизації кварцвмісних ділянок вихідних гранітоїдів. Так, утворення альбіту по плагіоклазу відбувається частіше по лінії контакту останнього з кварцом за такою спрощеною реакцією:



Утворення діопсидового та геденбергітового міналів піроксену може відбуватися як за рахунок вивільненого з альбітизованого плагіоклазу  $\text{CaO}$  (1), так і привнесеного або наявного в інших мінералах вихідних гранітоїдів  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$  (амфіболи, епідоти тощо) за реакцією знову ж таки за участі  $\text{SiO}_2$ :

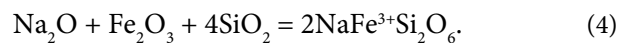


Біотит (аніт) може заміщуватися калішпатом (і також за участі  $\text{SiO}_2$ ) і піроксеном (міналом  $\text{(Mg,Fe)SiO}_3$  піроксену фенітів):



Ми взяли спрощену формулу біотиту (аніту), але більш глиноземисті слюди (істоніт,

сидерофіліт) також будуть розкладатися за подібною схематичною реакцією. При цьому надлишок  $\text{Al}_2\text{O}_3$  разом із  $\text{SiO}_2$  і  $\text{K}_2\text{O}$  (частково привнесеними) можуть увійти до складу калішпату. Вивільнений  $\text{CaO}$  із заміщеного плагіоклазу альбітом та  $\text{(Mg, Fe)O}$  із біотиту разом із  $\text{SiO}_2$  можуть утворити клінопіроксен (вірніше діопсид-геденбергітовий мінал лужного піроксену фенітів). До того ж, утворення егірину (або акмітового міналу в піроксені) у фенітах також буде здійснюватися за участі  $\text{SiO}_2$ :



При цьому  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $\text{FeO}$ ) може бути як у заміщуваних гранітоїдах (гранати, амфіболи, слюди, магнетит, гематит), так і частково привнесеним фенітизуючими флюїдами.

Отже, на утворення нових мінералів у процесі фенітизації гранітоїдів витрачається значна частина кремнезему вихідних порід.

Ще однією цікавою особливістю досліджуваних ореолів фенітизації є утворення реакційних порід (альбіт-діопсидових, меланократових сієнітоподібних) в ендоконтактах лужно-ультраосновних порід Городницької інтрузії. В цих породах ділянками ще фіксується олівін, тоді як нефелін майже повністю відсутній, іноді розраховується (на норми) незначна кількість кварцу ( $\text{SiO}_2$ ). Для утворення таких реакційних (контамінованих або гібридних порід) також витрачається деяка кількість  $\text{SiO}_2$  із фенітизованих гранітоїдів. Подібні гібридні породи в літературі з лужних порід докладно не описуються. Так, деякі дослідники (Vuorinen, Skelton, 2004) вважають, що силікати в карбонатитах комплексу Ально утворилися в результаті асиміляції навколишніх силікатних порід. Одному з авторів (С.Г. Кривдік) доводилося спостерігати зменшення (до повного зникнення) нефеліну в сієнітах, які контактують з апогранітоїдними фенітами в Проскурівському масиві (Кривдік, Брацлавский, 1987). Подібне спостерігалось в Ільмено-Вишневогірському міаскітовому масиві, де в міаскітах на контакті з фенітами також скорочувався (аж до повної відсутності) вміст нефеліну. Схоже на те, що контамінація лужних порід у приконтактовій зоні з гранітоїдами (ендоконтакти інтрузії) має значне поширення, хоча рідко або й зовсім не відмічається в літературі.

## Деякі петрогенетичні висновки

Лужно-ультраосновні породи (переважно якупірангіти та меланократові мельтейгіти) Городницької інтрузії зумовлюють екзоконтактову фенітизацію навколишніх гранітоїдів. Потужність цих ореолів незначна (перші метри). Кінцевими продуктами фенітизації є утворення порід сієнітового складу, рідше (в Глумчанській ділянці) спостерігалися суттєво альбітові феніти.

Більш інтенсивна фенітизація проявляється у верхньому екзоконтакті інтрузії (висячий бік) порівняно з нижнім екзоконтактом (лежачий бік). Це, очевидно, зумовлено інтенсивнішою фільтрацією фенітизуючих флюїдів у верхньому екзоконтакті.

Незначні за потужністю ореоли фенітизації, можливо, зумовлені тим, що серед лужно-ультраосновних порід переважають меланократові різновиди (олівінові якупірангіти, меланократові мельтейгіти) з невисоким вмістом лугів та низьким коефіцієнтом аґпаїтності. Зазначимо, що в навколишніх гранітоїдах вміст лугів часто дещо або й значно вищий, ніж в якупірангітах та меланократових мельтейгітах. До того ж, піроксени в досліджуваних лужно-ультраосновних породах представлені діопсидами (Cr-вмісними і Cr-діопсидами) з незначним вмістом натрію (акмітового міналу, нерідко з підвищеним  $Al_2O_3$ ).

Можливо, в інших інтрузіях північно-західного району (Губківська, Болярківська ділянки, деякі дайки Глумчанської ділянки), серед

лужно-ультраосновних порід яких більш поширені збагачені нефеліном різновиди (мельтейгіти, йюліт-мельтейгіти), вміщувальні гранітоїди фенітизовані інтенсивніше. Принаймні, поодинокими свердловинами було розкрито суттєво альбітові апогранітоїдні феніти (див. табл. 3, ан. 4).

Однією з причин слабкої фенітизації може бути незначний ерозійний зріз Городницької інтрузії. Більш потужніші ореоли фенітизації виявлено на ділянці Березова Гать, яка має значно глибший ерозійний зріз порівняно з Городницькою інтрузією. В карбонатитових масивах мезоабісальної фації (глибиною 2–5 км) ширина фенітових ореолів частіше примірно така ж, як діаметр карбонатитових інтрузій або потужність дайкоподібних тіл лужно-ультраосновних порід. Ширина фенітових ореолів може досягати перших кілометрів, а перші ознаки фенітизації фіксуються на віддалі 3–5 км від контакту з карбонатитовими та/або лужно-ультраосновними інтрузіями.

Лужно-ультраосновні породи Городницької інтрузії, в екзоконтактних ореолах яких утворюються апогранітоїдні феніти, зазнали контамінації на контакті з фенітами з утворенням гібридних безнефелінових порід (альбіт-діопсидові, меланократові сієніти типу твейтозитів).

Загалом же лужно-ультраосновні породи Городницької інтрузії характеризуються властивими для такого типу порід особливостями, включаючи фенітизацію вміщувальних гранітоїдів.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Баран А.М. Геологія сублужних і лужних базит-ультрабазитів Новоград-Волинського блоку. Автореф. дис. ... канд. геол. наук. Київ, 2012. 20 с.
- Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрійський карбонатитовий комплекс Приазов'я. Київ: Наукова думка, 1981. 227 с.
- Кривдик С.Г., Брацлавський П.Ф. Фенити Проскурівського масива (Придністров'є). *Геол. журн.* 1987. Т. 47, № 2 (233). С. 111–124.
- Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Фенити Березової Гати. *Геол. журн.* 1988, Т. 48, № 2 (239). С. 131–140.
- Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрологія щелочних порід Українського щита. Київ: Наукова думка, 1990. 406 с.
- Кривдик С.Г., Гаценко В.О., Луцько Є.С. Про контактний вплив сублужних габроїдів (мафітів) Покрово-Київського масиву на вміщувальні граніти. *Геол. журн.* 2016. № 3 (356). С. 21–30.
- Кривдик С.Г., Цымбал С.Н., Гейко Ю.В. Протерозойський щелочно-ультраосновний магматизм северо-западної частини Українського щита як індикатор кимберлітоутворення. *Минерал. журн.* 2003. № 5/6. С. 69–70.
- Цымбал С.Н., Щербаків І.Б., Кривдик С.Г., Лабунський В.Ф. Щелочно-ультраосновні породи Городницької інтрузії (северо-запад Українського щита). *Минерал. журн.* 1997. Т. 19, № 3. С. 61–80.

- Brögger W.C. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Teltmark, Norwegen. *Norsk. Vidensk. Selsk. Skrifter 1, Math. Naturv. Kl.* 1921. N 9. 408 s.
- Ekkermann H. von. The alkaline district of Alnö Island. *Sver. Geol. Unders. Ser. Ca.* 1948. No. 36. P. 1–166.
- Vuorinen Jaana Hode, Skelton Alasdair D.L. Origin of silicate minerals in carbonatites from Alnö Island, Sweden: magmatic crystallization or wall rock assimilation? Department of geology and geochemistry, Stockholm university, S. 10691, Stockholm Sweden. *Terra Nova.* 2004. No. 16. P. 210–215. doi: 10.1111/j.1365-3121.2004.00557.x

Надійшла до редакції 31.03.2023

Надійшла у ревізованій формі 14.05.2023

Прийнята 12.08.2023

## REFERENCES

- Baran A.M. 2012. Geology of alkaline and subalkaline ultramafites in the Novohrad-Volynskiy block. Extended abstract of candidate's thesis (Geology). Kyiv (in Ukrainian).
- Glevassky E.B., Kryvdik S.G. 1981. Precambrian carbonatite complex of the Azov Sea area. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Kryvdik S.G., Bratslavsky P.F. 1987. Fenites of the Proskurivka massif (Transnistria). *Geologičnij žurnal*, 47, 2 (233): 111–124 (in Russian).
- Kryvdik S.G., Tkachuk V.I. 1988. Fenite of Berazova Gat. *Geologičnij žurnal*, 48, 2 (239): 131–140 (in Russian).
- Kryvdik S.G., Tkachuk V.I. 1990. Petrology of alkaline rocks of the Ukrainian Shield. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Kryvdik S.G., Gatsenko V.O., Lunyo E.S. 2016. About contacts inflow of subalkaline gabbroids (maphites) of the Pokrovo-Kyryivskiy massif on the hosted rocks. *Geologičnij žurnal*, 3 (356): 21–30 (in Ukrainian).
- Kryvdik S.G., Tsymbal S.N., Geiko Yu. V. 2003. Proterozoic alkaline-ultrabasic magmatism in the northwestern part of the Ukrainian Shield as an indicator of kimberlite formation. *Mineralogical Journal*, 5/6: 70–69 (in Russian).
- Tsymbal S.N., Shcherbakov I.B., Kryvdik S.G., Labuznyi V.F. 1997. Alkaline-ultrabasic rocks of the Gorodnitskaya intrusion (northwest of the Ukrainian Shield). *Mineralogical Journal*, 19 (3): 61–80 (in Russian).
- Brögger W.C. 1921. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Teltmark, Norwegen. *Norsk. Vidensk. Selsk. Skrifter 1, Math. Naturv. Kl.* No. 9. 408 p.
- Ekkermann H. von. 1948. The alkaline district of Alnö Island. *Sver. Geol. Unders. Ser. Ca.* 36: 1–166.
- Vuorinen Jaana Hode, Skelton Alasdair D.L. 2004. Origin of silicate minerals in carbonatites from Alnö Island, Sweden: magmatic crystallization or wall rock assimilation? Department of geology and geochemistry, Stockholm university, S. 10691, Stockholm Sweden. *Terra Nova*, 16: 210–215. doi: 10.1111/j.1365-3121.2004.00557.x

Received 31.03.2023

Received in revised form 14.05.2023

Accepted 12.08.2023

## Peculiarities of fenitization process in exocontactic aureoles of alkaline-ultrabasic rocks in the North-Western part of the Ukrainian Shield

S.G. Kryvdik, O.Yu. Tsymbal

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine

E-mail; kryvdik@ukr.net; tsymbaloleksandra1@gmail.com

\*Corresponding author

The apogranitoid fenites in the exocontact parts of the Gorodnytsa intrusion of alkaline-ultrabasic rocks (northwestern part of the Ukrainian Shield) are considered. Those alkaline-ultrabasic rocks are represented by magnesian (primitive) olivine jacupirangites and melanocratic olivine melteigites. Frequently fenitization zones have a small thickness (up to several meters). The fenitization more intensively appeared in the upper level of this intrusion in comparison to the lower one. The most fenitized rocks of granitoid composition are presented by syenites. The external part of the intrusion is contaminated by hosted granitoid rocks as a result the hybrid rocks of albite-diopside composition or melanocratic syenites (without feldspathoid) are formed similar to tvaitosite. The role of  $\text{SiO}_2$  and  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  in the condition of the fenite generation is considered.

**Keywords:** alkaline-ultrabasic rocks; olivine jacupirangite; olivine melteigite; apogranitoid fenite.

<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.277713>  
UDK 55+551.22+552.3

## Late Cenozoic magmatism on the Wilhelm Archipelago, Graham Coast of the Antarctic Peninsula

O.V. Mytrokhyn<sup>1,2</sup>, L.I. Gavryliv<sup>3</sup>, V.G. Bakhmutov<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Kyiv Taras Shevchenko National University, Kyiv, Ukraine  
E-mail: mitrokhin.a.v@ukr.net

<sup>2</sup>Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine  
E-mail: mitrokhin.a.v@ukr.net

<sup>3</sup>Comenius University, Faculty of Natural Sciences, Bratislava, Slovakia  
E-mail: liubomyr.gavryliv@uniba.sk

<sup>4</sup>S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine  
E-mail: bakhmutovvg@gmail.com, bakhmutovvg@gmail.com

---

*Manifestations of the recent magmatism were discovered in the Wilhelm Archipelago near the Ukrainian research station in the West Antarctica. There are small subvolcanic dykes that intrude Paleocene granitoids on the Barchans, Forge, Booth and Dannebrog Islands. The authors studied the occurrence, petrography and geochemistry of the dyke rocks in order to find out the peculiarities of their formation. The studied dykes are typical post-plutonic fissure intrusions injected in the host granitoids after their complete consolidation and cooling. Moreover, the host granitoids were not only cooled before the dyking but they were also exhumed at the beginning of the Neogene due to of the processes of tectonic uplift and erosion. Field observation and some other features point out to the Late Neogene or Quaternary age of the dykes. Their intrusion occurred at the shallow depths. During formation, at least part of the dykes was connected with the earth's surface. So, they were conduits for fissured volcanic eruptions. The geochemical features of the most widespread basaltic dykes call into question their genetic connection with quantitatively subordinate dykes of andesitic and dacitic composition. They probably had different sources of magma generation that were related to different geotectonic processes. Andesitic and dacitic dykes may represent the final outburst of subduction-related calc-alkaline magmatism. On the other hand, the connection between subduction processes and Late Cenozoic basaltic dyking is not obvious and requires additional research.*

**Keywords:** West Antarctica; geology; igneous rocks; mafic dykes.

---

Citation: Mytrokhyn O.V., Gavryliv L.I., Bakhmutov V.G. 2023. Late Cenozoic magmatism on the Wilhelm Archipelago, Graham Coast of the Antarctic Peninsula. *Geologičnij žurnal*, 3 (384): 45–63. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.277713>

Цитування: Митрохин О.В., Гаврилів Л.І., Бахмутов В.Г. Пізньокайнозойський магматизм на архіпелазі Вільгельма, Берег Грея Антарктичного півострова. *Геологічний журнал*. 2023. № 3 (384). С. 45–63. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.277713>

© Видавець Інститут геологічних наук НАН України, 2023. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

© Publisher Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, 2023. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

## Introduction

The Wilhelm Archipelago and the Argentine Islands, where the Ukrainian research station "Akademik Vernadsky" operates, are located on the sea shelf of the peripheral-continental orogenic belt of the Antarctic Peninsula (AP). Most of the AP consists of calc-alkaline igneous rocks which were formed by subduction of the oceanic lithosphere under the Pacific margin of the Gondwana supercontinent (Burton-Jonson and Riley, 2015). It is believed that the subduction processes and accompanying magmatism continued intermittently from Early Ordovician to the present time gradually stopping, first in the southern part of the AP and further north (Jordan et al., 2020). Currently, subduction occurs only along the northernmost edge of the AP in the area of the South Shetland Islands. As for the Wilhelm Archipelago, a significant part of the local igneous rocks was formed more than 54 Ma (Mytrokhyn et al., 2021). Although some manifestations of recent magmatism were still identified on the Archipelago and they are probably Late Cenozoic. Some of them appear in the Elliot (1964) under the names of "Post Andean" and "Tertiary" dykes of the Argentine Islands. But the vast majority of their outcrops were discovered by O. Mytrokhyn and V. Bakhmutov during geological survey in 2017, 2019 and 2020. All appearances of the recent magmatism are small subvolcanic dykes. They intruded into Paleocene granitoids after their complete consolidation and subsequent tectonic exhumation to the current erosion level. The geological position and petrography of the Late Cenozoic dykes of the Argentine islands were described in two previous publications by the authors (Mytrokhyn et al., 2022 a,b). *This article aims to characterize the mode of occurrence, petrography, major element geochemistry and probable formation conditions of all known manifestations of recent magmatism on the Wilhelm Archipelago.*

## 1. Geological setting

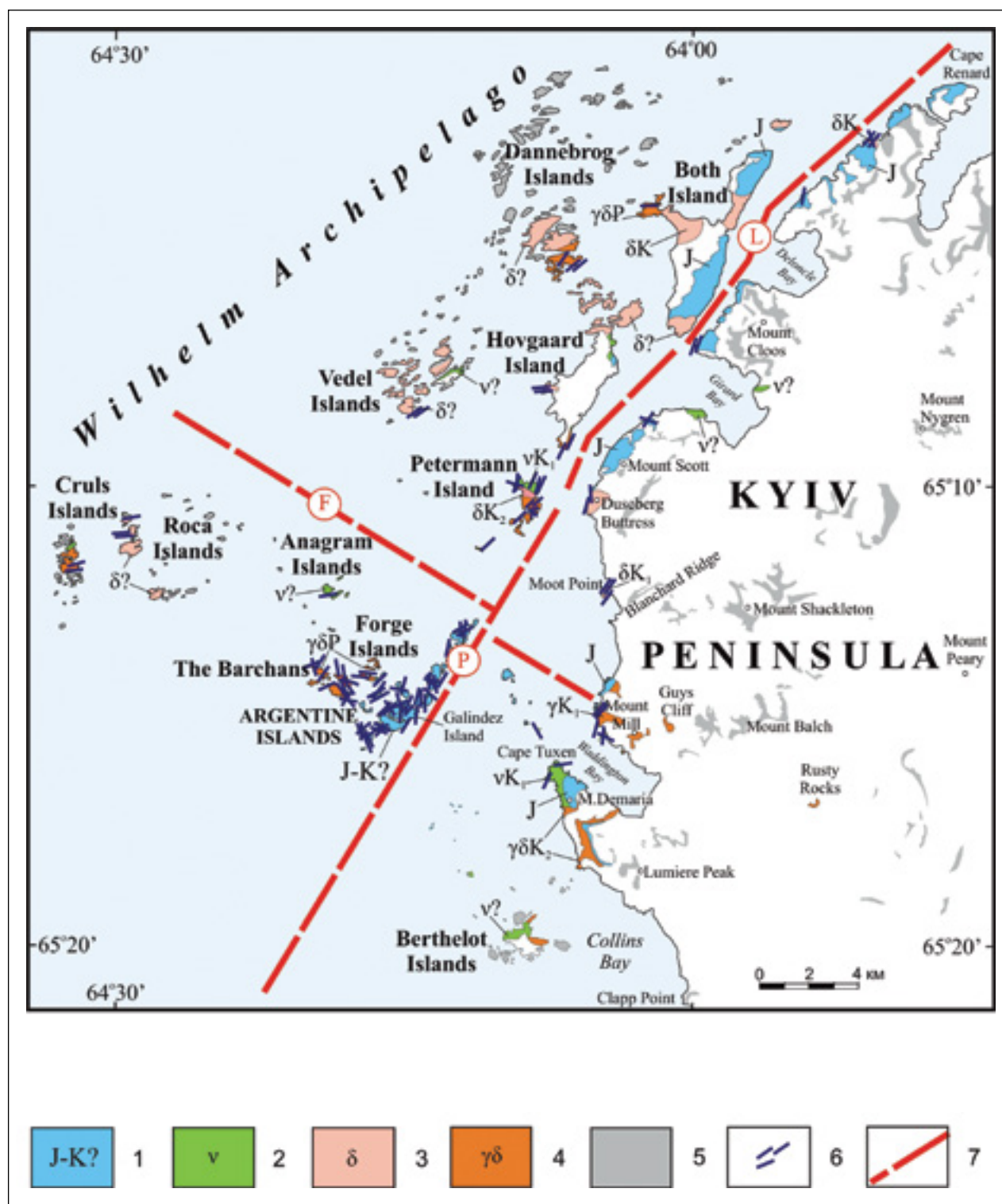
The Wilhelm Archipelago includes numerous individual islands and their groups that are scattered along the Graham Coast of the AP from the Bismarck Strait in the north to the Southwind Passage in the south. The Booth and the Hovgaard are the largest islands of the Archipelago. Its most promi-

nent island groups are the Wauwermans, Dannebrog, Vedel, Roca, Cruls, Anagram and Argentine Islands. The AP mainland closest to the Archipelago is called Graham Coast. The latter forms a remarkable protrusion of land in this area which was recently named the Kyiv Peninsula.

The geological setting of the Wilhelm Archipelago and adjacent coast of the Kyiv Peninsula is shown in Fig. 1. Jurassic, Cretaceous and Paleogene igneous rocks are well exposed on numerous islands and neighbouring mainland coast of the Kyiv Peninsula. Most of them are products of subduction-related calc-alkaline magmatism. Due to the different depth of the erosion levels the volcanic, hypabyssal and plutonic rocks are exposed in different parts of the Archipelago. The oldest magmatic formations are considered to be the volcanogenic strata that exposed on the Argentine Islands and on the Kyiv Peninsula. Elliotts (1964) and Curtis (1966) attributed them to the *Upper Jurassic Volcanic Group*. But Mytrokhyn and Bakhmutov (2019) correlate the volcanites with the Antarctic Peninsula Volcanic Group (APVG). The Jurassic-Cretaceous age of the Argentine Islands Formation (AIF) volcanites is determined by indirect data. Its lower age limit coincides with that adopted by Tomson and Pankhurst (1983) for APVG. The upper age limit is determined by Ar-Ar isotope dating of the Paleocene granitoids intruding AIF volcanites on the Barchans islands (Mytrokhyn and Bakhmutov, 2019). AIF is represented by unsorted lapilli tuffs, tuff breccias, pyroclastic breccias and andesite lava. Stratified ash tuffs, tuffites, sandstones, siltstones and cherts are subordinate. All volcanites and sedimentary rocks have undergone tectonic deformations, contact-thermal metamorphism and metasomatism. The most intense metamorphic appearances were recorded beneath the contact zone of AIF with the Paleocene granodiorites on the Barchans and Forge Islands. In many places AIF is cross-cutted by mafic and intermediate dykes. The most ancient dykes of the Mesozoic age were subjected to metamorphism together with the host volcanites. Fewer Cenozoic dykes are almost unmetamorphosed. Some of them cross-cut not only AIF but also older Mesozoic dykes.

The plutonic rocks of the Wilhelm Archipelago occupy much larger areas than volcanites. Earlier they were described as *Andean Intrusive Suite* (Elliott, 1964; Curtis, 1966). Now, according





**Fig. 1.** Geological map of the Wilhelm Archipelago and adjacent coast of the Kyiv Peninsula according to (Mytrokhyn et al., 2022). Legend: 1 – volcanites of Kyiv Peninsula formation (J) and Argentine Islands formation (J-K); 2 – gabbroid intrusions of Early-Cretaceous ( $vK_1$ ) and unknown ( $v?$ ) ages; 3 – diorite intrusions of Early-Cretaceous ( $\delta K_1$ ) and unknown ( $\delta?$ ) ages; 4 – granitoid intrusions of Early-Cretaceous ( $\gamma K_1$ ), Late Cretaceous ( $\gamma \delta K_2$ ) and Palaeogene ( $\gamma \delta P$ ) ages; 5 – unidentified rock outcrops; 6 – mafic dykes of Cenozoic and Mesozoic age; 7 – regional faults in the Lemaire Channel (L), Penola Strait (P) and French Passage (F)

to Leat et al. (1995), numerous multiple-aged plutons of gabbroids, diorites and granitoids are considered to be parts of the Antarctic Peninsula batholith (APB).

Small gabbroid plutons are partly exposed on the Hovgaard, Petermann, Vedel, Anagram, Roca, Cruls and Berthelot islands as well as on the neighbouring mainland coastline in Girard Bay, Waddington Bay and Cape Tuxen. In many places gabbroids show fine primary-magmatic layering and cumulate textures. The present-day steep to vertical occurrence of the layering testify to tectonic deformations that occurred after the consolidation of layered gabbroids. Intrusive contacts of the gabbroids with Jurassic volcanites are exposed on Cape Tuxen and Hovgaard islands. On the Petermann Island the gabbroids themselves are intruded by Late Cretaceous tonalites with U-Pb isotope dating of zircons of  $95,9 \pm 1$  Ma (Bakhmutov et al., 2013). At least two age generations of post-plutonic mafic dykes intrude the gabbroids on the Petermann Islands.

Diorites and quartz diorites are the most widespread igneous rocks on the Wilhelm Archipelago. Their extensive outcrops are recorded on the Booth, Hovgaard, Dannebrog, Vedel and Roca Islands. Diorites were also found on the Duseberg Buttress, Moot Point and Waddington Bay of the Kyiv Peninsula. U-Pb isotope dating of zircons indicates the Early Cretaceous age of the diorites on the Moot Point (Tangeman et al., 1996). Paleocene age was recently obtained by U-Pb method for zircons from quartz diorite on the Booth Island (Zheng et al., 2018). However, these quartz diorites are intruded by granodiorites for which almost exactly the same Paleocene dating was obtained. The evidences of magmatic mingling were found by authors in many diorite outcrops. It indicates that their formation was accompanied by the simultaneous intrusions of the mafic and intermediate magma into the single chamber (Mytrokhyn et al., 2021). Post-plutonic mafic dykes intrude into the diorites on the Hovgaard and Roca islands.

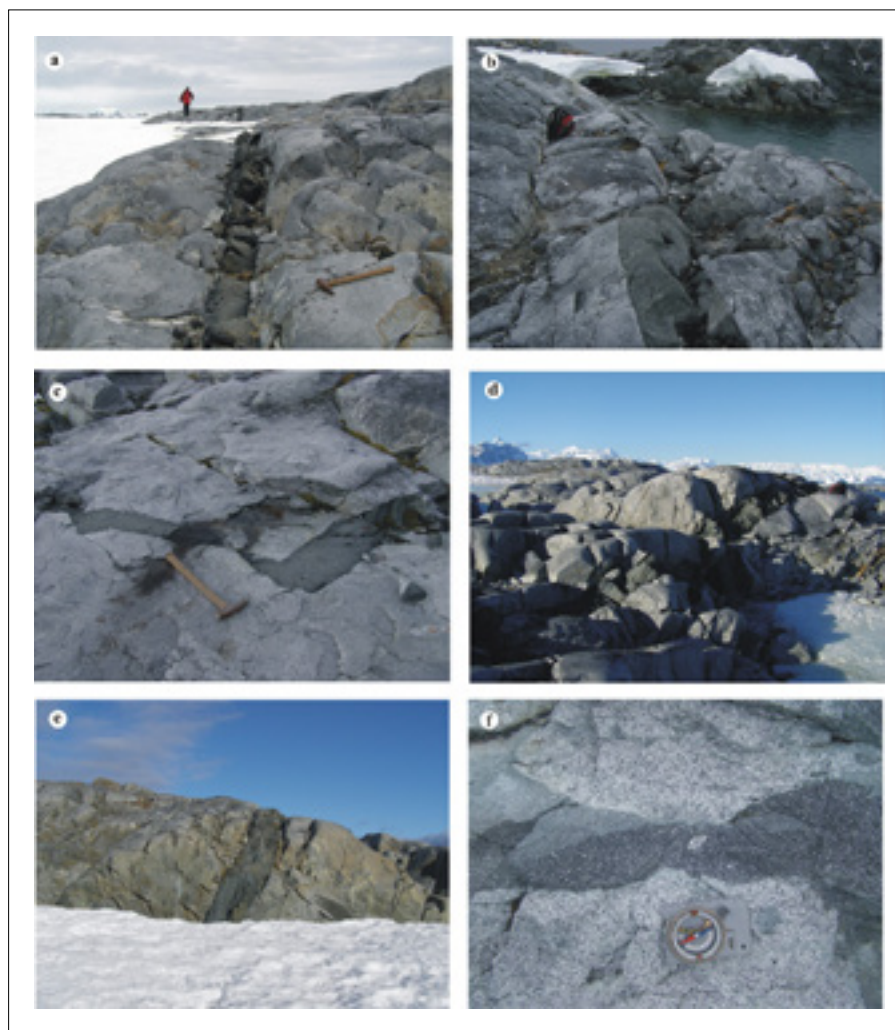
Granitoids of the Wilhelm Archipelago are more widespread than gabbroids, but inferior to diorites and quartz diorites in this respect. They are located on the Booth, Dannebrog, Hovgaard, Vedel, Petermann, Anagram, Cruls, The Barchans, Forge and Berthelot islands. In addition numerous outcrops of granitoids were found on the Kyiv Peninsula in the area of Mount Demaria,

Mount Mill, Guys Cliff and Rusty Rocks. U-Pb isotope dating of zircons provided the oldest age for the Early Cretaceous granites of the Rasmussen Island in the Waddington Bay of the Kyiv Peninsula (Tangeman et al., 1996). Late Cretaceous age was obtained for granodiorite on the Mount Demaria. Zircons from the granodiorite on the Booth Island yielded Paleocene value of U-Pb isotope age (Zheng et al., 2018). Rb-Sr, K-Ar and Ar-Ar isotope dating of the granodiorites on the Barchans and Forge Islands are also Paleocene (Rex 1976; Pankhurst, 1982; Bakhmutov et al., 2013). On the same islands granodiorites intrude Jurassic-Cretaceous strata of AIF. And on the Booth, Vedel and Roca Islands intrusive contacts of granitoids with older diorites were found. In many places granitoids also intrude in gabbroids. Numerous post-plutonic mafic and intermediate dykes cross-cut the granitoids on the Barchans, Forge, Cruls, Petermann, Vedel, Hovgaard, Dannebrog and Booth islands.

## 2. Mode of occurrence and petrography of the Late Cenozoic dykes

### 2.1. Subvolcanic dykes in the Paleocene granitoids on the Barchans islands

*Locality 9A* ( $65^{\circ}14.500'S$ ,  $64^{\circ}18.098'W$ ) is on the northern coast of the Barchans-I island. The granodiorites are outcropped along the coastline in many places. They have a Paleocene age of  $60,9 \pm 0,8$  Ma according to Ar-Ar isotopic dating (Bakhmutov et al., 2013). Their K-Ar and Rb-Sr isotopic dating are also Paleocene but slightly younger,  $56 \pm 2$  Ma and  $55 \pm 3$  Ma, respectively (Rex, 1976; Pankhurst, 1982). 20 cm thick basaltic dyke intrudes the granodiorites (Fig. 2, a). It strikes to the north-west along azimuth of  $335^{\circ}$  and dips to the north-east at an angle  $65^{\circ}$ . The dyke is traced from the coast into the island at a distance of 15 m to the permanent snow and ice covers. At one place the dyke is interrupted, but reappearing with a slight offset at a distance of 1 m. The contacts with the host granodiorites are sharp and straight. Near the borders of the dyke the endocontact chilled zones of black aphanitic rock are observed. Small angular xenoliths of granodiorite occur near the hanging contact. Dark gray porphyritic basalt

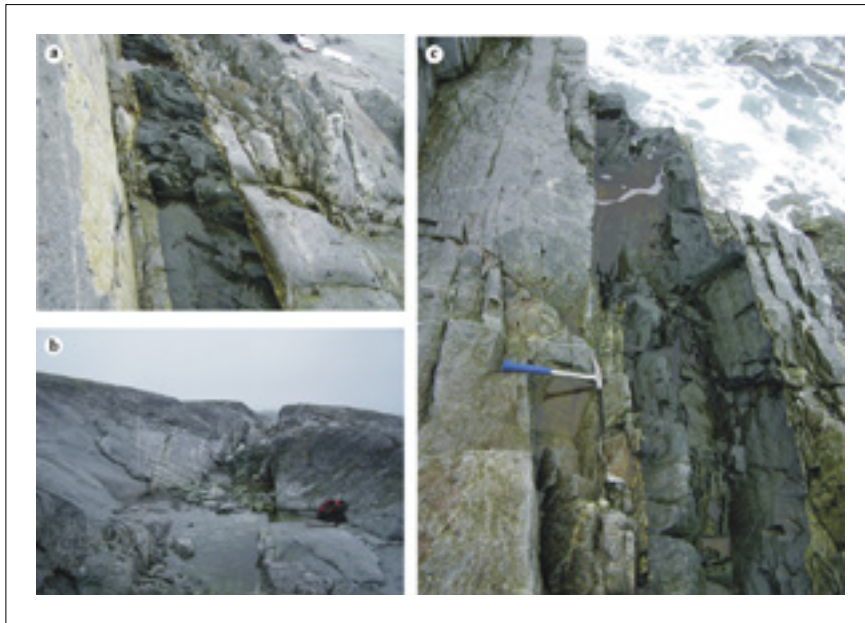


**Fig. 2.** Subvolcanic dykes in the Paleocene granitoids on the Barchans Islands: *a* – basaltic dyke of the Barchans-I Island, locality No. 9A; *b* – basaltic dyke of the Barchans-I Island, locality No. 10A; *c* – basaltic dyke of the Barchans-II Island, locality No. 38A; *d* – basaltic dyke of the Barchans-III Island, locality No. 123A; *e* – andesite dyke of the Barchans-III Island, locality No. 124A; *f* – dacite dyke of the Barchans-III Island, locality No. 265A

forms the inner part of the dyke. Plagioclase phenocrysts of 1–10 mm are concentrated near the axial zone. In thin section basalt shows fine-crystalline intergranular texture. A relic intersertal texture is identified in some areas. The primary volcanic glass is completely replaced by a microcrystalline aggregate of Fe-Mg mica and actinolite. The quantitatively subordinate clinopyroxene and magnetite microphenocrysts are also present with plagioclase phenocrysts. The studied basalt specimen also contains fritted xenocrysts of quartz. The groundmass consists of lath-shaped microliths of plagioclase, intergranular grains of clinopyroxene and magnetite as well as secondary Fe-Mg micas.

*Locality 10A* (65°14.490'S, 64°18.170'W) is on the northern coast of the Barchans-I island about 80 m north-west of the previous locality. Here the small basaltic dyke with a thickness of 25–45 cm intrudes the Paleocene granodiorite (Fig. 2, *b*). The dyke strikes to the north-west along azimuth

of 325° with a dip of 55° to the north-east. The contacts with the host granitoids are sharp and straight, but signs of endocontact chilling are visually not as noticeable as in the previous dyke. Small granodiorite xenoliths are observed near the contact zone. The dyke is presented by dark gray porphyritic basalt. Few plagioclase phenocrysts of 1–4 mm are scattered in the aphanitic groundmass. In thin section the basalt demonstrates microcrystalline texture. As in the previous dyke, the volcanic glass is replaced by the aggregate of Fe-Mg micas and actinolite. But their content is noticeably higher, so the relic texture is defined as hyalopelite. This basalt is more altered compared to the previous dyke. Plagioclase phenocrysts and microliths as well as magnetite microliths have been preserved as primary minerals. Quartz xenocrysts also occur. Mafic minerals are completely replaced by actinolite and chlorite. Sphene is present in accessory quantities.

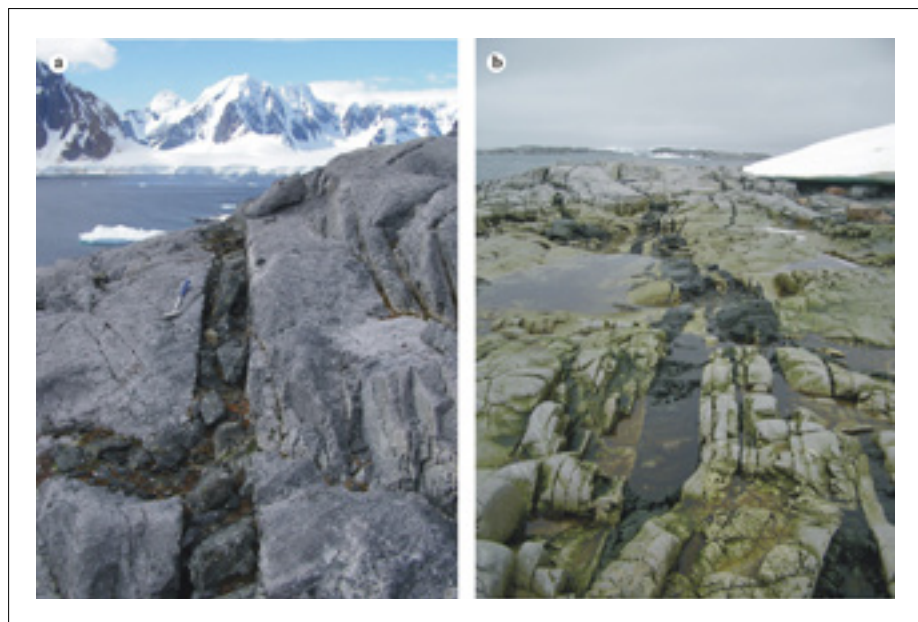


**Fig. 3.** Subvolcanic dykes in the Paleocene granitoids on the Forge Islands: *a* – basaltic dyke, locality No. 51A; *b* – basaltic dyke, locality No. 114A; *c* – basaltic dyke, locality No. 151A

*Locality 38A* ( $65^{\circ}14.161'S$ ,  $64^{\circ}18.442'S$ ) is on the northern coast of the Barchans-II island. Paleocene granodiorites are intruded by a small basaltic dyke (Fig. 2, *c*), which is characterized by rather broken configuration. Its longer segments with a thickness of up to 50 cm strike along azimuth of  $310^{\circ}$  with a southwest dip at an angle  $45^{\circ}$ . They are connected by thinner segments with a north-western strike and north-eastern dip of  $55^{\circ}$ . The dyke is traced at a distance of about 35 m. Its boundaries with the host granodiorites are sharp with distinct aphanitic chilled zones. The dyke rock is dark gray porphyritic basalt with numerous plagioclase phenocrysts 1–3 mm in size. In thin section it can be seen that this basalt is less subject to post-magmatic replacements compared to the previous ones. It has fluidal texture due to the orientation of phenocrysts and microliths. Its texture is microcrystalline. The relic one is defined as hyalopelite. A significant part of the rock consists of an aggregate of Fe-Mg mica and actinolite which completely replaced the primary volcanic glass. Phenocrysts are represented by plagioclase, clinopyroxene and magnetite. The same minerals are identified among the microliths.

*Locality 40A* ( $65^{\circ}14.191'S$ ,  $64^{\circ}18.076'W$ ), the northern coast of the Barchans-II island. Andesitic dyke with a thickness of 1.9–2.3 m intrudes into Paleocene granodiorites. The dyke strikes on the north-west along azimuth of  $325\text{--}345^{\circ}$  with the dip from vertical to north-east  $65\text{--}85^{\circ}$ . Contacts with the host granitoids are sharp and straight. The dyke

discordantly cross-cuts thin quartz veins and zones of near-fracture hydrothermal alteration in the host granitoids. Endocontact chilled zones are represented by dark gray aphanitic rocks with small angular xenoliths of host rocks in some places. Moreover, the sporadic inclusions of leucocratic gabbroids of 1–10 cm are occurred. In contrast to granitoid xenoliths, such inclusions are characterized by rounded or more elliptical shape. These inclusions are distributed throughout the body of dyke and partially are oriented parallel to general strike of the dyke. The dyke rock is fine mottled porphyritic andesite. Compared to the described above basaltic dykes the andesite is better crystallized due to the presence of numerous light gray plagioclase phenocrysts of 2–7 mm evenly dispersed in the greenish-gray aphanitic groundmass. A small number of mafic phenocrysts are poorly distinguishable against the dark general background. In thin section andesite shows a series-porphyry texture. Plagioclase phenocrysts vary considerably in size. In addition, the quantitatively subordinate phenocrysts of clinopyroxene and magnetite are observed. The groundmass is microcrystalline and has rather leucocratic composition. It consists of microliths of plagioclase and pyroxene as well as intergranular grains of magnetite. Any products of devitrification were not detected. The andesite is quite fresh but a small amount of secondary prehnite, chlorite, actinolite, epidote and sphene is associated with gabbroid microxenoliths.



**Fig. 4.** Subvolcanic dykes in the Paleocene granitoids on the Booth and Dannebrog Islands: *a* – basaltic dyke of the Booth Island, locality No.129A; *b* – basaltic dykes of the Dannebrog Islands, locality No. 231A

*Locality 123A* ( $65^{\circ}14.054'S$ ,  $64^{\circ}19.700'W$ ) is on the western part of the Barchans-III island. 55 cm thick basaltic dyke intrudes the Paleocene granodiorite (Fig. 2, *d*). The dyke was traced fragmentarily along its strike from the southern to the north-western coast of the island with broken configuration in some places. The general strike of the dyke is north-west  $345^{\circ}$  and dip  $55^{\circ}$  to the north-east. In one of the broken sections its longer and thicker north-western segments are connected with thinner and shorter segments with north-eastern strike and south-eastern dip of  $75^{\circ}$ . There are several smaller mafic dykes, probably apophysis, that are oriented parallel to the main dyke body. Both contacts of the dyke are sharp and chilled with aphanitic endocontact zones. The dyke rock is represented by greenish-gray basalt with fine grained groundmass containing single plagioclase phenocrysts 1–3 mm. In thin section the basalt shows a fine-crystalline texture. The groundmass consists of plagioclase laths in subophytic intergrowths with clinopyroxene and Fe-Ti oxides. There is some secondary mineralization. The clinopyroxene somewhere is partially replaced by actinolite. The appearance of secondary sphene is associated with Fe-Ti oxides. Primary volcanic glass is not recognized, but the products of its devitrification such as interstitial aggregates of chlorite are observed and impart to basalt a relic intersertal texture. In addition to single plagioclase phenocrysts, micro-

xenoliths of altered gabbroids and pyroxenites with association of secondary prehnite, actinolite, chlorite and epidote are detected.

*Locality 124A* ( $65^{\circ}14.023'S$ ,  $64^{\circ}19.576'W$ ) is on the western part of the Barchans-III island. 1.7 m thick andesitic dyke is traced fragmentarily from the southern to the northern coast of the island at a distance of about 180 m in the Paleocene granodiorites (Fig. 2, *e*). The dyke strikes to the north-east along azimuth of  $30^{\circ}$  with dip  $70^{\circ}$  to the south-east. In one place its straight configuration is broken by a knee-like bend. The two main north-eastern segments of the dyke are joined by a smaller one that strikes to north-west with north-east dip at an angle  $55^{\circ}$ . Nearby the other andesitic dyke of 0.65 m thick is characterized by north-east strikes of  $20^{\circ}$  and dip of  $65^{\circ}$  to the south-east have the same composition. The contacts of the both dykes with the host rock are sharp with aphanitic chilled zones. The dykes are composed of greenish-gray porphyritic andesite with the similar lithology for the dyke described in locality 40A. In thin section the andesites show series porphyritic texture with numerous plagioclase phenocrysts as well as quantitatively subordinate phenocrysts of clinopyroxene and magnetite. Their groundmass is microcrystalline and consisting of microliths of plagioclase and pyroxene as well as intergranular magnetite grains. Post-magmatic alteration is slightly developed. In some places the secondary actinolite replaces clinopyroxene.

Microxenoliths of gabbroids in andesite are also replaced by secondary prehnite, actinolite, chlorite, epidote and sphene.

*Locality 265A* (65°14.111'S 64°19.154'W) is the eastern part of the Barchans-III island. Paleocene granodiorites are intruded by dacitic dyke (Fig. 2, f). It differs from all mentioned above dykes in rather unstable thickness from 20–25 cm in swell to 2–5 cm in incompression parts. The dyke is appeared from the snow cover in the southwest, traced at a distance of 50 m and interrupted in the north-east on the island coast line. The dyke strikes to the north-west along azimuth 345° and dips to the north-east at an angle 55°. Its contacts with the host granitoids are sharp and predominantly rectilinear with local wavy configuration and apophysis in some segments. The internal structure of the dyke is zoned with a slightly lighter inner part and darker aphanitic endocontact chilled zones of variable thickness. The dark gray colour of this dacite is unusual for felsic rock. Lighter plagioclase phenocrysts in a dark aphanitic groundmass provide the porphyritic texture to the dacite. Visually the dacite can be mistaken for andesite or basaltic andesite. Plagioclase phenocrysts of 2–4 mm are unevenly distributed with content increases to 25–30 %, in some area and decreases to 10–15 % in other. In addition to plagioclase phenocrysts the dacite contains small rock inclusions of microdiorite. In thin section the dacite shows series-porphry texture with felsitic groundmass. The sizes of plagioclase phenocrysts vary significantly. Primary mafic phenocrysts are absent, but there are peculiar aggregates of chlorite with inclusions of epidote and sphene which may be pseudomorphoses from Fe-Mg mica or hornblende. Apart from them, there are single idiomorphic or subidiomorphic grains of sphene. The fluidal structure of the dacite is determined both by the orientation of the phenocrysts and by striation in the felsitic groundmass with alternation of winding streaks-streams which differ in the content of dust-like inclusions of mafic minerals and, accordingly, in the color tone by plane polarized light. The relic texture of the dacite is defined as vitrophyric. The felsitic material that makes up its groundmass is a devitrification product of acidic volcanic glass. It consists of a microcrystalline aggregate of quartz and feldspars with heterogeneously scattered microscopic flakes of Fe-Mg mica and chlorite.

## 2.2. Subvolcanic dykes in the Paleocene granitoids on the Forge Islands

*Locality 51A* (65°14.147'S, 64°16.809'W) is the northern coast of the largest among the Forge Islands. Granodiorites of Paleocene age are exposed in this and many other places. Their K-Ar isotopic dating gave an age of 54±2 Ma (Rex, 1976). The granodiorites are intruded by two parallel basaltic dykes. The wider from them is 45 cm thick dyke. It intermittently traced from east to west at a distance of 15 m (Fig. 3, a). The dyke strikes along azimuth 260° and dips to the north at an angle 70°. Dyke body is slightly displaced in one place and on another it is completely torn across in other. In the latter case, both disconnected segments end in narrow wedge-shaped apophysis cutting into the host granitoids. Dyke contacts are sharp with chilled aphanitic endocontact zones. There are several granodiorite xenoliths less than 1 cm in size near the hanging endocontact. Another thinner dyke with the same strike and dip is located at a distance of 3 m from larger one. It was possible to trace it at a distance of 50 m. The thickness of this dyke gradually decreases and it is completely wedged out in the eastern direction. The basalt of wider dyke is greenish-gray aphanitic rock. In thin section it is subjected to intense post-magmatic alteration with the development of secondary potash feldspar, calcite, chlorite and prehnite. However, the dyke rock preserves its microporphyratic and amygdaloidal textures. Phenocrysts are represented by plagioclase and clinopyroxene. Plagioclase phenocrysts are partially replaced by potash feldspar. Phenocrysts of some mafic mineral, possibly olivine, are completely replaced by calcite. Microscopic amygdules which consist of calcite and chlorite are especially numerous in the endocontact zones of the dyke. The groundmass of the basalts shows microcrystalline texture. It consists of plagioclase microliths as well as intergranular grains of clinopyroxene and Fe-Ti oxides. Secondary chlorite fills some interstices and probably completely replaces the volcanic glass. Relic texture of the basalt is identified as intersertal one. Secondary prehnite develops on some plagioclases. Prehnite also crystallizes in microscopic cracks that cross the studied basalt.

*Locality 114A* (65°14.093'S, 64°16.972'W) is the northern coast of the largest among the Forge Islands. Paleocene granodiorites are cross-cut by

aplite vein and an even later basaltic dyke (Fig. 3, *b*). The rectilinear aplite vein of 4 cm thick with sharp parallel contacts does not show the noticeable near-contact changes. The vein strikes to the north-east along azimuth of 70° with dip of 85° to the southeast. 1-m basaltic dyke intrudes both the host granodiorite and the aplite vein. The dyke traced intermittently from west to east at a distance of 160 m. Its strike is 275° with vertical dip. The basalt is a greenish-gray porphyritic rock which better crystallized compared to the basalt dykes in locality 51A. Numerous phenocrysts of light gray feldspar are scattered in the aphanitic groundmass. A fluidal texture is well observed in thin section due to parallel orientation of the phenocrysts. The phenocrysts are represented by plagioclase and quantitatively subordinate clinopyroxene. Secondary potash feldspar partially replaces plagioclase phenocrysts. Amygdaloidal texture is also detected in thin section. Microscopic amygdules are filled by chlorite. The groundmass is microcrystalline and consists of lath-shaped microliths of feldspar between which intergranular grains of clinopyroxene and Fe-Ti oxides were crystallized. Secondary chlorite fills the interstices. It completely replaced the volcanic glass showing the relic intersertal texture. In addition to chlorite the development of secondary potash feldspar, prehnite, calcite and epidote are notable in the groundmass of the basalt.

*Locality 151A* (65°14.142'S, 64°17.340'W) is on the north-western coast of the largest among the Forge Islands. Paleocene granodiorites are intruded by three parallel basaltic dykes striking in sublatitudinal direction of 275° with the thicknesses of 27, 56 and 90 cm. The dykes also cross-cut thin quartz veins with molybdenite mineralization that develop in the granitoids in this area. The thinnest of the dykes dips in the northern direction at an angle 75° and looks more altered due to typical greenish color. The thickest dyke dips vertically (Fig. 3c). Its rectilinear configuration is broken by stepped bend and a thin apophysis in one place. The apophysis of 10 cm is gradually wedges out in the eastern direction. The basalt in the apophysis also looks more altered compared to the main dyke body. The contacts of the thickest dyke are sharp with black aphanitic chilled zones up to 2 cm thick. In general, the dyke rock is dark gray and at first glance appears to be fine-grained. But with magnifying glass you can see that it has a fine

porphyritic texture. Numerous of 1-mm feldspar phenocrysts are embedded in the aphanitic groundmass with more concentration in the axial part of the dyke. Examination in thin section showed that the phenocrysts are plagioclase partly replaced by potash feldspar. The quantitatively subordinate clinopyroxene phenocrysts are present as well. The fine-crystalline groundmass consists of feldspar microliths, intergranular clinopyroxene and Fe-Ti oxides. The relic intersertal texture is determined by the presence of interstitial chlorite aggregates which are probably the secondary product of volcanic glass replacement. Secondary calcite and prehnite are less developed compared to similar basalt dykes in two previous localities on the Forge Islands.

### 2.3. Subvolcanic dykes in the Paleocene granitoids on the Booth and Dannebrog Islands

*Locality 129A* (65°3.896'S, 64°2.119'W) is at the extremity of a long cape on the west coast of the Booth Island. Paleocene granodiorites make up a remarkable hill with a commemorative sign in honour of the Charcot expedition. U-Pb isotopic age of zircons from these granodiorites is 61,6±0,5 Ma (Zheng et al., 2018). Granodiorite is intruded by 25 cm thick basaltic dyke located about 20 m to the north-east from the commemorative sign (Fig. 4, *a*). The dyke strikes along azimuth 90° and its dip is vertical. It is appeared on the distance of 20 m. There is another small dyke in close vicinity, but it is much worse exposed. The main dyke is composed by dark greenish-gray aphanitic basalt which is remarkably expressed by dark colour and in relief against the background of the host light-gray granodiorites. Unfortunately the contacts and body of dyke were not outcropped well which does not allow to study in detail. In thin section the basalt shows microporphyritic texture. Sparce phenocrysts are represented by plagioclase and clinopyroxene. The chlorite pseudomorphs on phenocrysts of an unidentified mafic mineral, probably olivine, are more common. Groundmass is microcrystalline. Plagioclase lath-shaped microliths somewhere show fluidal orientation. Intergranular grains of clinopyroxene and Fe-Ti oxides are located in the spaces between the plagioclase laths. Besides the chlorite a small amount of secondary calcite is presented in the groundmass.

Table 1. XRF analyses of the slightly- to moderately altered dyke rocks of the Argentine Islands

Sample	84A-2	93A-3	123A-1	10A-1	9A-2	38A-1	124A-3	124A-2	40A-1	12-1	12-2
Location	Galindez		The Barchans								
Rock	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Andesite	Andesite	Andesite	Dacite	Dacite
Weight percents. %											
SiO <sub>2</sub>	46.42	47.46	50.45	50.89	51.50	51.70	54.45	56.76	57.08	65.26	67.87
TiO <sub>2</sub>	0.98	0.95	0.84	0.72	0.69	0.67	0.81	0.86	0.84	0.55	0.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.83	17.52	17.21	16.01	16.20	16.03	15.60	16.81	16.23	13.93	14.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.68	9.15	8.96	9.60	8.54	8.05	8.01	8.37	7.85	4.85	3.77
MnO	0.16	0.18	0.28	0.41	0.21	0.25	0.16	0.17	0.13	0.08	0.07
MgO	8.00	8.65	6.72	7.57	7.33	7.66	3.79	3.46	3.91	2.09	1.96
CaO	10.15	9.24	10.04	8.02	8.95	8.90	5.93	6.93	6.79	3.55	3.84
Na <sub>2</sub> O	2.04	2.54	2.06	1.99	2.09	2.08	3.45	3.59	3.48	2.98	3.87
K <sub>2</sub> O	0.69	0.38	0.66	2.04	1.87	2.26	1.15	1.12	0.89	2.56	1.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.22	0.12	0.13	0.12	0.12	0.15	0.19	0.14	0.14	0.14
LOI	2.50	3.40	2.40	2.30	2.20	1.90	2.40	1.50	1.24	1.78	1.25
Sum	99.63	99.69	99.74	99.68	99.70	99.62	95.90	99.76	98.58	97.77	98.36
CIPW norm calculation											
Quartz	–	–	2.66	–	0.45	–	10.32	10.18	12.14	27.8	31.1
Plagioclase	65.14	65.2	60.19	51.64	52.9	50.74	60.9	62.17	61.24	45.13	53.68
Orthoclase	4.93	2.74	4.65	14.42	13.12	15.79	8.2	7.6	6.08	17.03	6.71
Diopside	6.76	6.94	9.97	7.68	10.67	11.59	3.62	4.85	4.9	–	0.26
Hypersthene	9.46	13.02	20.47	23.55	21.05	18.61	14.6	12.77	13.37	8.22	6.75
Olivine	11.26	9.62	–	0.72	–	1.52	–	–	–	–	–
Ilmenite	1.21	1.19	1.03	0.89	0.84	0.81	1	1.01	1	0.64	0.62
Magnetite	0.84	0.79	0.77	0.82	0.72	0.68	1.03	1.03	0.97	0.78	0.6
Apatite	0.41	0.49	0.26	0.28	0.26	0.26	0.33	0.39	0.29	0.3	0.28

Locality 231A (65°5.203'S, 64°6.350'W) is on the northern coast of an unnamed island from the Dannebrog group. It is separated from the above-described cape on the Booth Island by 3.5 km wide sea strait. Numerous outcrops of granodiorites are recorded on this island as well as on the neighbouring Elizabeth Island. According to the results of field observation we assume that a single granodiorite pluton of Paleocene age is fragmentally exposed on the Booth and Dannebrog islands. In the studied locality granodiorites are intruded by a dense swarm of mafic dykes (Fig. 4, b). The dyke swarm is oriented in the north-eastern direction

parallel to the main system of cracks in the host granitoids. The largest of the dyke is 60 cm thick. It strikes along azimuth of 50° with subvertical dip. The dyke consists of greenish-gray basalt with microscopic inclusions of plutonic ultramafic rocks. In thin section these inclusions are composed of altered pyroxenite. The basalt itself reveals a microcrystalline texture. The phenocrysts are only mafic mineral among which clinopyroxene prevails. Deformed phenocrysts of brown hornblende are less common. There are complete pseudomorphoses on another mafic mineral consisting of carbonate and epidote. The groundmass is micro-



Table 2. XRF analyses of the intensively altered dyke rocks of the Argentine Islands

Sample	51A-2	114A-2	51A-1	6-1	6-3	6-4	6-5
Location	Forge Islands			The Barchans			
Rock	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt
Weight percents, %							
SiO <sub>2</sub>	42.74	44.24	44.52	42.41	42.74	44.58	44.91
TiO <sub>2</sub>	0.88	0.87	0.86	0.84	0.85	0.87	0.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.12	17.19	16.70	15.07	14.58	15.48	15.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.17	9.87	9.81	9.5	9.27	9.54	9.32
MnO	0.17	0.16	0.15	0.2	0.24	0.19	0.20
MgO	7.38	7.25	7.49	7.5	8.05	7.70	7.64
CaO	7.93	8.70	7.24	7.21	6.68	7.84	7.57
Na <sub>2</sub> O	3.51	3.17	2.95	2.45	2.60	2.47	2.40
K <sub>2</sub> O	0.88	1.20	2.05	2.72	1.97	1.90	2.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.11	0.12	0.18	0.18	0.23	0.24
LOI	5.02	3.65	4.22	6.63	6.99	5.26	5.26
Sum	95.92	96.41	96.1	94.71	94.15	96.06	95.90
CIPW norm calculation							
Plagioclase	57.07	56.14	52.78	41.71	52.23	55.25	55.15
Orthoclase	6.61	8.85	15.21	21.17	15.5	14.35	15.73
Nepheline	7.67	5.88	4.74	6.62	2.2	0.65	–
Diopside	8.16	10.45	7	10.32	8.02	9.41	8.71
Hypersthene	–	–	–	–	–	–	0.61
Olivine	18.11	16.44	18.01	17.71	19.58	17.77	17.27
Ilmenite	1.16	1.12	1.11	1.13	1.15	1.14	1.13
Magnetite	0.93	0.88	0.88	0.89	0.88	0.87	0.85
Apatite	0.3	0.26	0.28	0.45	0.45	0.55	0.55

Note: Samples 6-1, 6-3, 6-4, 6-5 were provided to the authors by P. Burtiniy, who collected them in 2004 from a basaltic dyke intruding granodiorites on the island Barchans-IV, 65°14.28'S, 64°19.84'W. These basalts are petrographically similar to the author's samples of intensely altered dyke rocks from the Forge Islands. High values of LOI in them are caused by significant development of secondary calcite and chlorite. The increased potassium alkalinity is explained by the development of secondary potash feldspar.

crystalline with vague signs of fluidal texture emphasized by orientation of microliths of plagioclase and hornblende. Tiny grains of clinopyroxene and Fe-Ti oxides as well as secondary calcite and chlorite fill the intergranular space.

Locality 232A (65°5.057'S, 64°6.805'W) is on the central part of the same unnamed islands from the Dannebrog group. Granodiorites are exposed on

the top and slopes of the remarkable hill which altitude is of 34 m above sea level. The granodiorites are intruded by an andesitic dyke of 3.8 m thick. The dyke strikes to the north-east along azimuth of 35° with vertical dip. It looks intensely altered with a numerous cracks and pieces of crushed andesites on the surface. In relief the dyke appears as a long slit-like depression traced at a distance of 20 m.

The andesite is a greenish-gray porphyritic rock with a numerous phenocrysts of altered plagioclase immersed into the aphanitic groundmass. The plagioclase phenocrysts are differently replaced by calcite and prehnite.

#### 2.4. Subvolcanic dykes in the volcanites on the Galindez Island

Some of the dykes in the Argentine Island volcanites are petrographically similar to the basaltic dykes intruding Paleocene granitoids on the Barchans. These dykes also intrude sill-like microdiorite of Cretaceous age as well as they cross-cut some other dyke bodies on the Galindez Island. Therefore, we consider them to be among the youngest intrusive formations on the Argentine Islands.

*Locality 84A* (65°14.967'S, 64°15.235'W) is on the western coast of the Galindez Island. The low sloping hill consists of microdiorites which form a large sill-like intrusion in the volcanites of AIF. A subhorizontal intrusive contact of microdiorites with overlying lapilli tuffs is exposed to the east of the locality and to the north on the other side of a small inlet. Near the north-western and southern foothills, the lapilli tuffs underlie the microdiorite intrusion. Vertical thickness of the intrusion exceeds 5 m, the lower contact is under snow and debris of weathering rocks. The microdiorites become finer-grained and acquire the porphyritic texture in approaching to likely location of the contact. The microdiorites themselves are intruded by later basaltic dyke of 0.45 cm thick with strike 10° and vertical dip. The dyke rock is dark gray aphanitic basalt with small amount of plagioclase phenocrysts of 2–3 cm in size. Beside of visible plagioclase phenocrysts the microscopic phenocrysts are observed in thin section. Mafic phenocrysts are not observed, but their pseudomorphoses by actinolite and talc. Beside them the microscopic fragments of altered gabbroids are stand out somewhere. The groundmass of basalt is fine crystalline and fluidal. It consists of oriented microliths of plagioclase, intergranular grains of clinopyroxene and Fe-Ti oxides. The original volcanic glass is completely replaced by secondary chlorite which fills the interstices between plagioclase microliths revealing the relic intersertal texture.

*Locality 93A* (65°14.853'S, 64°14.616'W) is on the northern coast of the Galindez Island. There is the sill-like microdiorite intrusion which petro-

graphically is similar to described above. The lower contact of intrusion is under water and to estimate its vertical thickness is impossible. The inclined intrusive contact with the overlying volcanites of AIF is exposed fragmentarily in several areas. Toward the contact with lapilli tuff the grain sizes of microdiorite noticeably decreases, but fracturing increases with acquisition of thin-tiled jointing. The aphanitic chilled zone in the vicinity to endocontact is well detected. As in locality 84A the geological age of microdiorite belong to Cretaceous. The microdiorite intrusion is crossed by two dykes of different ages. The youngest dyke crosses not only the microdiorite and local lapilli tuffs, but also another older dyke. The youngest basaltic dyke is 40 cm thick. It lies vertically and strikes in the north-east direction along azimuth of 37°. Contacts with the host rocks are sharp and slightly winding with some aphanitic chilled zones of 1–2 cm. The dyke is characterized by zonal structure with 5–10 cm strips of different colour tones oriented toward to general strike of the dyke. The dyke rock is greenish-gray porphyritic basalt. The plagioclase phenocrysts of 1–3 mm are poorly distinguishable against of the aphanitic groundmass. In thin section the basalt looks less crystallized than in 84A locality. Its texture is microcrystalline with isolated plagioclase phenocrysts. The phenocrysts of mafic minerals are completely replaced by actinolite and epidote. The groundmass consists of plagioclase microliths, intergranular grains of clinopyroxene and Fe-Ti oxides. Products of devitrification of volcanic glass were not detected.

### 3. Geochemistry of Late Cenozoic dykes

The content of major oxides in representative samples of studied dyke rocks is illustrated by Tables 1–2 and Figures 5–9. First of all we pay attention to significant variations in loss on ignition (LOI) indicating an extremely heterogeneous degree of low-temperature post-magmatic alteration. LOI usually not exceed 2 % in weakly altered sample of the dyke rocks. In moderately altered ones LOI are 2–3.5 %, and in strongly altered samples the LOI ranges from 3.7 to 7 % (see Table 2). According to recommendations of the Le Maitre et al., 2002, all XRF analyses were converted to "dry" residue before being presented on classification diagrams. Despite this, almost all strongly altered samples on the TAS diagram are

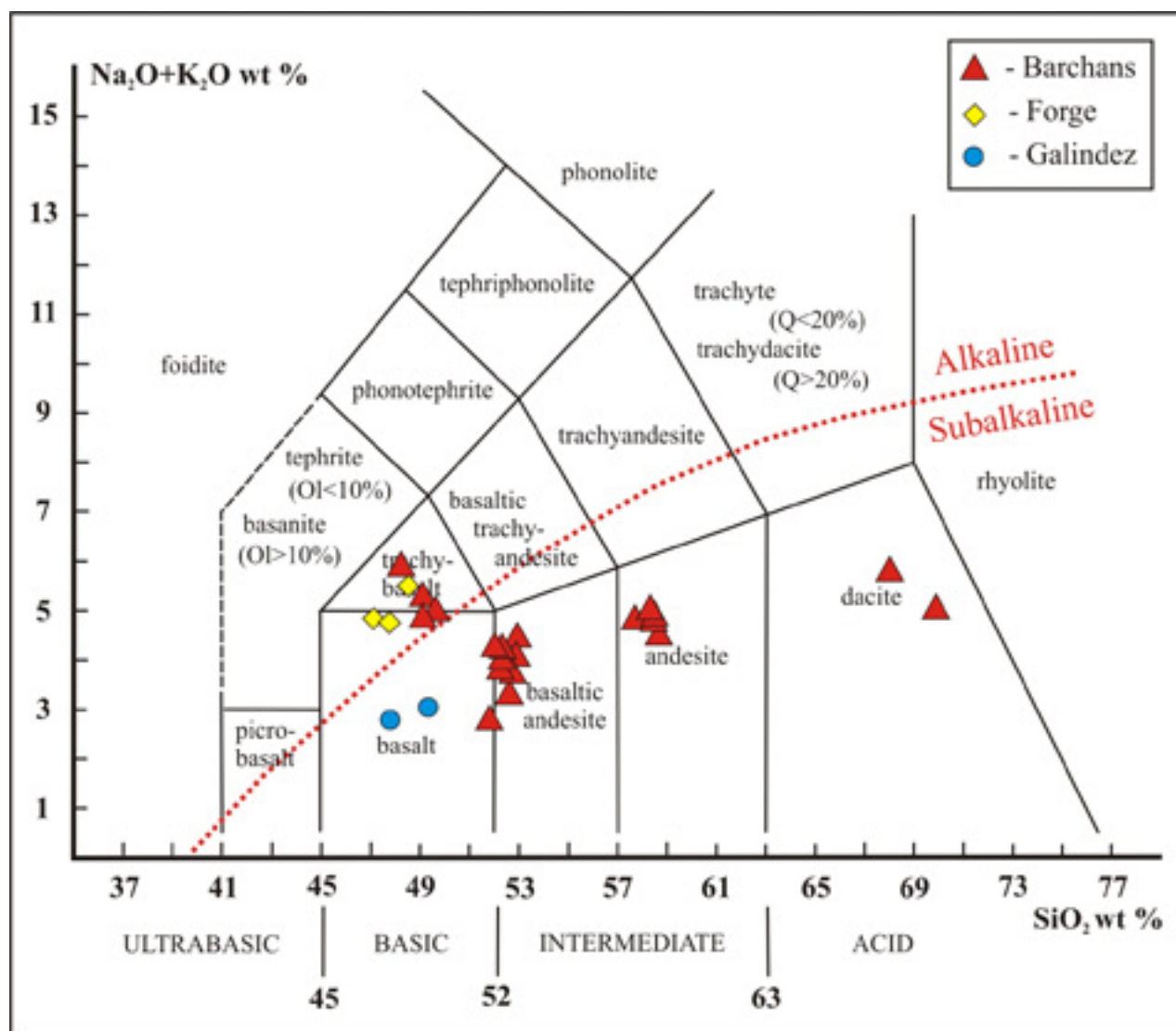
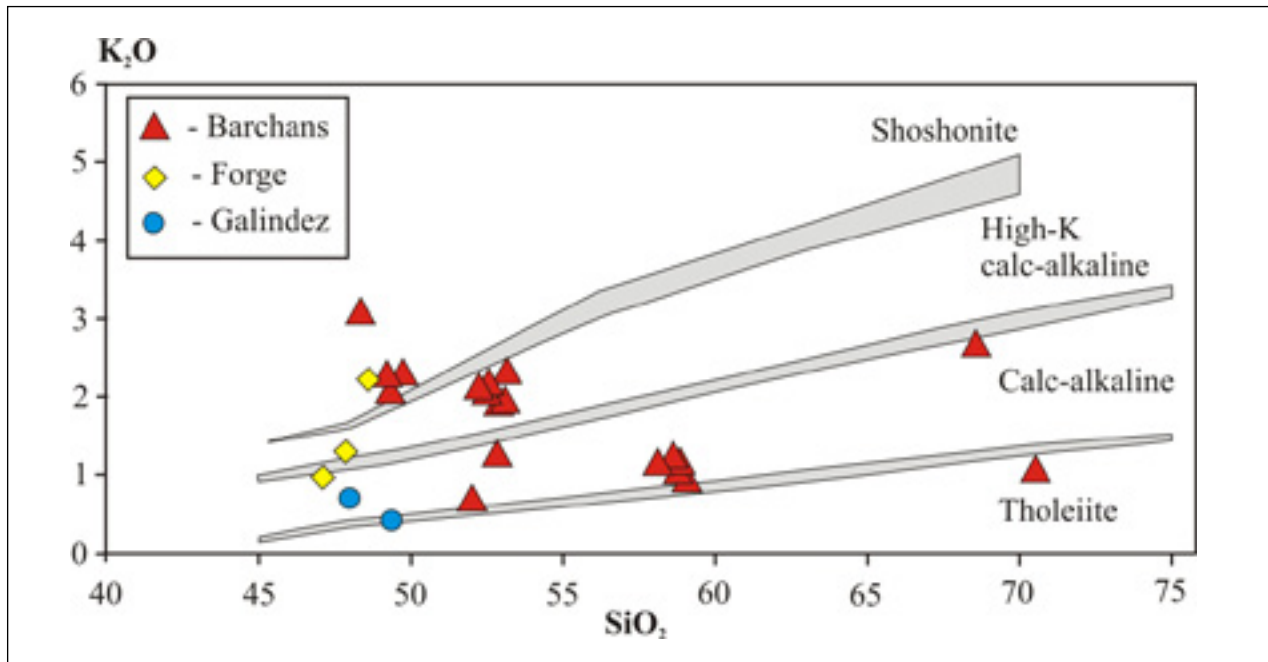


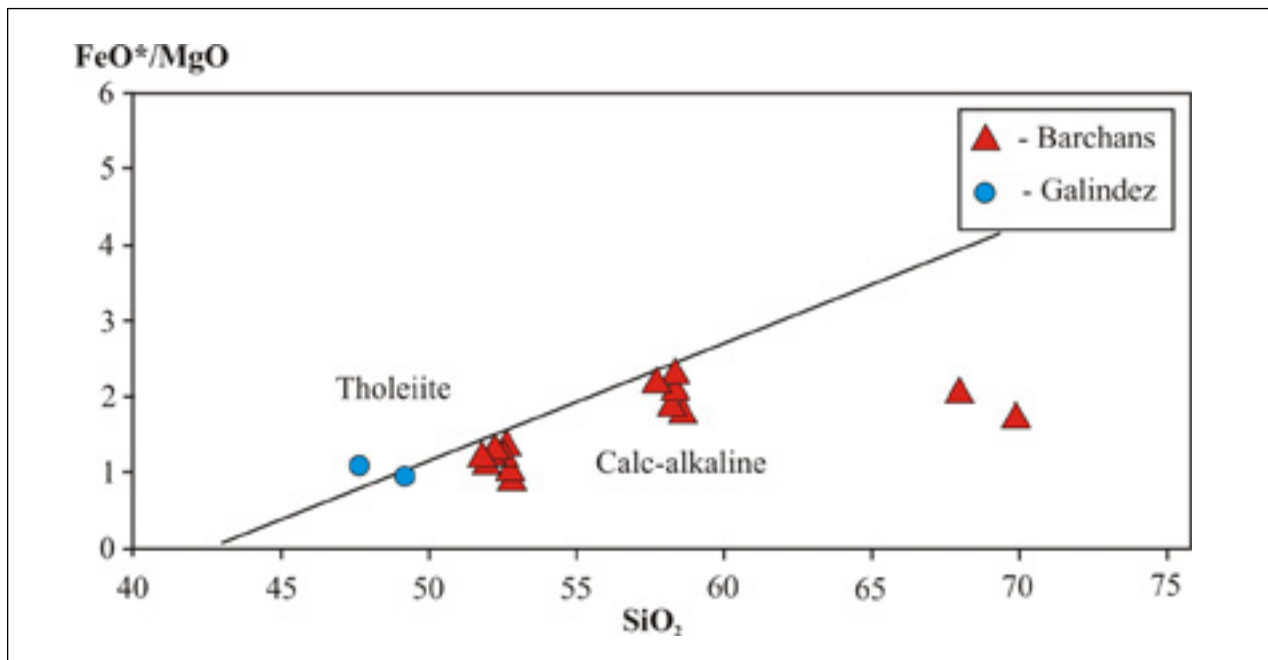
Fig. 5. Late Cenozoic dykes of the Argentine Islands on the TAS diagram. Classification fields are drawn according to recommendation of IUGS (Le Maitre et al., 2002). The dotted line represents the boundary between the alkaline and subalkaline series, according to Rickwood, 1989. Primary analytical data are given in Tables 1 and 2. All XRF analyses were converted to an anhydrous basis before plotting on the diagram

separated from less altered ones, falling onto the classification field of alkaline volcanites (Fig. 5). In particular, all strongly altered basaltic dykes of the Forge Islands and several basaltic dykes of The Barchans islands fell into the alkaline field. Recalculation by the CIPW method showed that the normative nepheline content in these rocks is a moderate 0.7–7.7 %. The foids are not found in their modal composition, but alkaline feldspars probably by post-magmatic origin are present. On the  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  diagram the "alkaline" dykes do not form a single grouping (Fig. 6). Most are within the trachybasalts classification field of shoshonite series. But two dykes from Forge Islands belong to basalts of calc-alkaline series.

In general, development of secondary albite and potassic feldspar can explain the increased alkalinity of some dyke rocks, but no way to explain the silica undersaturation that appears in the CIPW calculation. If beside of alkali feldspars the secondary mineralization includes calcite and chlorite, then the CIPW calculation can give normative foids. Note that alkaline mafic minerals are not detected in the modal composition of "alkaline" dykes. Low concentrations of Nb as well as the moderate contents of  $\text{TiO}_2$  and  $\text{P}_2\text{O}_5$  are also not consistent with the high content of alkalis in the most altered samples. Taking into account these notes the increased alkalinity of these samples is due to post-magmatic alterations.



**Fig. 6.** Late Cenozoic dykes of the Argentine Islands on SiO<sub>2</sub> – K<sub>2</sub>O diagram. Classification fields are drawn according to Rickwood, 1989. Primary analytical data are given in Tables 1 and 2. All XRF analyses were converted to an anhydrous basis before plotting on the diagram



**Fig. 7.** Late Cenozoic dykes of the Argentine Islands on SiO<sub>2</sub> – FeO\*/MgO diagram. Classification fields are drawn according to Rickwood, 1989. Primary analytical data are given in Tables 1. XRF analyses were converted to an anhydrous basis before plotting on the diagram

In order to avoid the impact of these alterations on the geochemical characteristics the data on the most altered samples were not used in subsequent analyses.

The rest of the samples on the TAS diagram were divided into four discrete groups differed by SiO<sub>2</sub> content. These are basalts, basaltic andesites, andesites and dacites.

Two basaltic dykes on the Galindez Island show the lowest  $\text{SiO}_2$  content. The presence of 10–11 % of olivine in CIPW norms indicates silica undersaturation of their parent magma. We consider these dykes to be the most primitive differentiates of Late Cenozoic magmatism in this area taking into account the highest values of the *mg* coefficient ( $\text{MgO}/\text{MgO}+\text{FeO}^*$ ) and the highest concentrations of Cr and Ni. This is confirmed by the lowest content of K and other LIL elements. Simultaneously the concentrations of most HFS elements are close to those typical for MORB, or even lower. Nevertheless, the concentrations of Th and Ce are significantly higher than in MORB, and the concentrations of Nb and Ta are significantly lower. So, the normalization to the composition of MORB revealed deep negative anomalies of Nb and Ta. The total content of REE is 20–22 times higher than that of chondrites, with a noticeable predominance of light lanthanides over heavy ones.

Most basaltic dykes on the Barchans islands are characterized by a significantly higher  $\text{SiO}_2$  content than the Galindez ones. Recalculation to anhydrous basis belong their values in classification field of the intermediate rocks (basaltic andesite). CIPW norm calculations show small amount of normative quartz in the most of these samples. So, they are slightly oversaturated with silica. Some olivine-normative samples contain a noticeable amount of hypersthene in CIPW norm indicating only a minor undersaturation with silica. The *mg* coefficient and Cr content in the Barchans basaltic dykes are only slightly lower than in the most magnesian dyke of the Galindez Island. But Ni concentrations are significantly lower. Compared to Galindez basaltic dikes, they are characterized by significantly greater enrichment of LIL elements, notably K and Rb, as well as deeper negative anomalies of Nb and Ta. The total content of REE is the same or slightly lower, the level of enrichment with light lanthanides is slightly lower. Two of the four Barchans basaltic dykes revealed a weak negative europium anomaly.

Andesitic dykes from the Barchans islands are significantly separated from basaltic ones by higher  $\text{SiO}_2$  content. They naturally fell into the classification field of intermediate volcanic rocks. Their supersaturation with silica is evidence from more than 10 % of the normative quartz in the CIPW calculation. It is confirmed by small values of the *mg* coefficient as well as low concentrations

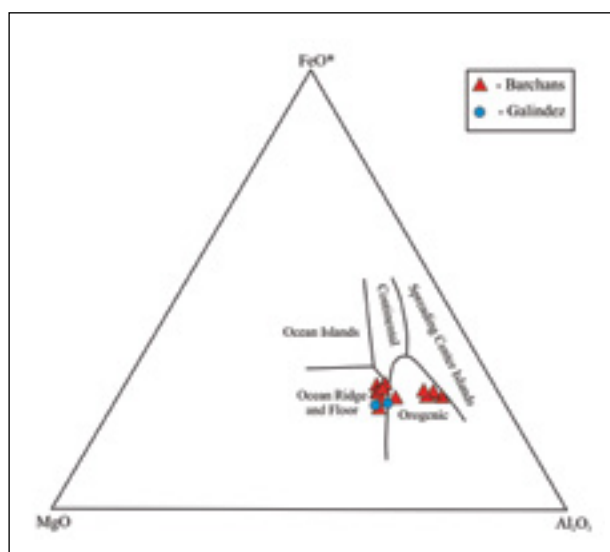


Fig. 8. Late Cenozoic dykes of the Argentine Islands on  $\text{Al}_2\text{O}_3$  –  $\text{MgO}$  –  $\text{FeO}^*$  diagram. Classification fields are drawn according to Pearce, 1977. Primary analytical data are given in Table 1

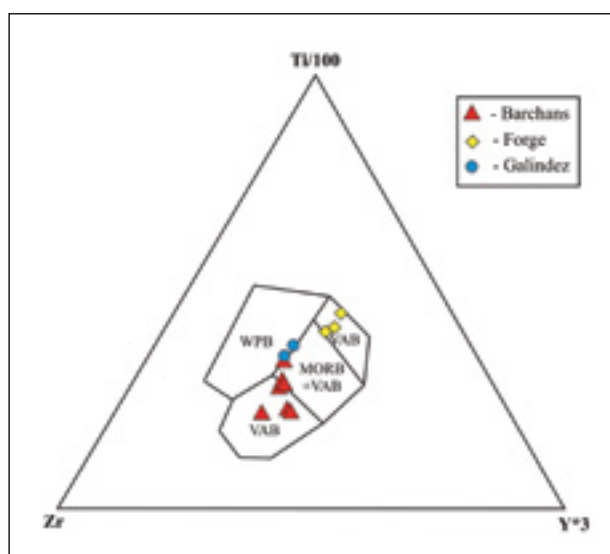


Fig. 9. Late Cenozoic dykes of the Argentine Islands on Y – Zr – Ti diagram. Classification fields are drawn according to Pearce, 1996

of Cr and Ni. It is somewhat unusual that the K and Rb contents in the andesitic dykes are lower than in the more basic dykes from the Barchans, while the concentrations of Ba, Sr, and HFS elements, on the contrary, are higher. The total content of REE is the highest among the all studied samples. Andesitic dykes are similar to some basaltic dykes of the Barchans islands by their

moderate level of enrichment in light lanthanides compared to heavy lanthanides, as well as a weak negative europium anomaly.

Dacitic dyke samples from the Barchans have the highest SiO<sub>2</sub> content and belong to classification field of acidic rocks on the TAS diagram. Maximum supersaturation with silica is confirmed by 28–31 % of normative quartz in CIPW calculations. Accordingly, the content of Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO and CaO is minimal, although the *mg* coefficient does not fundamentally differ from that of andesites. Ni and Cr are near the limit of detection by XRF analysis. Concentrations of LIL elements are intermediate between those found in basalts and andesites. But individual HFS elements are characterized by maximum concentration values.

The classification diagrams for attribution of volcanites to some petrochemical series and their geotectonic position does not have the unambiguous result for the studied dyke rocks (Fig. 6–9).

#### 4. Discussion

Small subvolcanic dykes that intrude Paleocene granitoids of the Wilhelm Archipelago represent the youngest manifestation of magmatism in the area of the Ukrainian Antarctic station and deserve the more attention of geologists. New mapping of dykes on the Booth and Dannebrog Islands significantly expands their distribution area on the much larger territories. Our field investigations and data analyses suggest that the subvolcanic dykes swarms of NE and WE trend in granitoids and diorites on the Vedel, Hovgaard, Petermann, Roca and Cruls Islands belong to recent magmatic formations. Besides of common strike they have the same petrographic features.

What is known about the intrusive age of the investigated dykes? Their isotopic dating has not yet been performed and this gap in geochronological data should be solved in the near future. Here it should keep in mind the contamination of the dykes with the Paleocene granitoid rocks, as well as partially post-magmatic alterations detected above. Based on indirect data we can restrict the geological age of the studied dykes taking into account all available information. All dykes belong to typical post-plutonic fractured intrusions crossing Paleocene granitoids after their complete solidification. In addition to granitoid plutons, the dykes intrude all latest manifes-

tations of granitoid magmatism namely aplite and quartz veins, zones of near-fracture metasomatites. So, it was a significant time gap between the formation of granitoid plutons and dykes. Taking into account the Paleocene isotopic age of the host granitoids we have the lowest age limit of dyke magmatism which should have occurred much later than 54 Ma.

Additional information is provided by the petrographic features of the studied dyke rocks. According to their texture, they all belong to subvolcanic intrusions. It is confirmed by relict hypocrystalline textures with varying amounts of replacement products of volcanic glass. Such textures could be formed only by rapid cooling of the dykes. This is additionally confirmed by chilled endocontact zones in the all dyke bodies and by the presence of unmelted xenoliths of the host granitoids in them. During the formation of the dykes the host rocks were not only cooled but also exhumed as a result of tectonic uplift and erosion. Amygdaloidal textures indicate the presence of gas bubbles in the magma and, accordingly, low pressure and degassing processes during its solidification. Magma degassing can occur either at the surface or at shallow depths. In the latter case magma loses dissolved fluids due to pressure reduction. It can be assumed that some part of the studied subvolcanic dykes not only intruded to shallow depths, but also connected with the earth's surface and were conduits for fissure volcanic eruptions.

When could the tectonic exhumation of the host granitoides take place? The age of exhumation could be evaluated by low-temperature thermochronometric studies of granitoids of the Antarctic Peninsula and the adjacent islands (Guenther et al., 2010). The dating of apatites from the Late Cretaceous granitoids of the Petermann Island showing the closure of U-Th/He isotopic system occurred in the Miocene of 11.1±0.9 Ma at temperatures of 50–70 °C. This data could be interpreted as the age of erosion exposure of the granitoid plutons in the Wilhelm Archipelago. Thus, the studied subvolcanic dykes should have been intruded later, at the end of Neogene or even in Quaternary. Their upper age is limited by overlying Quaternary glacial deposits.

The chemical composition of the least altered Late Cenozoic dykes varies from basic to intermediate and even acidic rocks of normal alkalinity probably connected with variations in the

chemistry of the parent magma. However, the discreteness of the distribution on the TAS diagram does not allow revealing the evolutionary geochemical trends in the row of basalt – basaltic andesite – andesite – dacite. The reasons could be either a statistically incomplete sampling of the entire dyke set, or natural differences between their parent magmas that were not connected by a common process of evolution. The latter is supported by geochemical differences between different groups of dyke rocks and their belonging to fundamentally different petrochemical series (Fig. 6–7). In particular, on the  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  diagram, all weakly altered dykes are defined as calc-alkaline ones. At the same time, on the  $\text{SiO}_2$ - $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  diagram, the most primitive basalt dykes of the Galindez Island tend towards the classification field of the tholeiitic series.

The identification of the geotectonic regime during dyke formation based on the geochemical characteristics is also ambiguous, see Fig. 8–9. For example, on the  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{MgO}$ - $\text{FeO}$  diagram, the andesite dykes of the Barchans Islands are expected to be in the classification field of orogenic volcanites. At the same time, most of the basaltic dykes of the Barchans, as well as two basalt dykes from Galindez Island, fell into the field of oceanic volcanites. This is contrary to their geological position because these dykes intrude granitoid plutons of peripheral-continental orogenic belt. However, on the Ti-Y-Zr classification diagram, the Galindez Island dykes are drawn towards the field of intra-plate basalts, while all others have the characteristics of island-arc volcanites.

## Conclusions

1. The youngest manifestations of magmatism in the area of the Ukrainian research station are small subvolcanic dykes that intrude Paleocene granitoids on the Barchans, Forge, Bus, and Dannebrog Islands. They all belong to typical post-plutonic fractured intrusions cutting through the host granitoids after their complete solidification and cooling.
2. At the time of dyking the host granitoids were not only cooled, but also exhumed as a result of the tectonic uplift and erosion. The granitoids were exhumed in the Miocene, so the dykes are of Late Neogene or Quaternary age.
3. The dykes were intruded at shallow depths. At least some of them during the formation were connected to the earth's surface and were conduits for fissured volcanic eruptions.
4. The genetic relationships of most widespread basaltic dykes with subordinate andesite and dacite ones are not obvious. They probably have different sources of magma generation and are associated with different geotectonic processes. Andesite and dacite dykes represent the final manifestation of subduction calc-alkaline magmatism. The connection between subduction processes and Late Cenozoic basaltic dykes has not been proven. The clarification of the geotectonic regime of basaltic dyking requires additional research.
5. Further research should be focused on determining the isotopic age of studied Late Cenozoic dykes of the Wilhelm Archipelago, as well as on clarifying their geochemical features.

**Acknowledgements.** Author's field works on the Wilhelm Archipelago were supported by National Antarctic Centre of Ukraine in terms of Target Scientific-Technical Program of Antarctic Research in 2011–2020 years. We express our sincere gratitude to winterers of 21, 23 and 24<sup>th</sup> Ukrainian Antarctic expedition as well as representatives of seasonal teams. Large impact on organization and execution of geological routes belongs to M. Starynets, V. Sytov, I. Dykyi, V. Khrapach, Yu. Otruba, A. Dzhulai, R. Bratchic, A. Rudenko and O. Salhanskiy. Some rock samples for research were provided by P. Burtyniy which the authors appreciate.

## REFERENCES

- Bakhmutov V.G., Gladkochub D.P., Shpyra V.V. 2013. The age, geodynamics and paleomagnetism of the intrusive complexes of West Antarctica. *Geophysical Journal*, 3, 35: 3–30 (in Russian).
- Burton-Johnson A., Riley T. R. 2015. Autochthonous v. accreted terrane development of continental margins: a revised *in situ* tectonic history of the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society*, 172: 822–835. doi.org/10.1144/jgs2014-110
- Curtis R. 1966. The petrology of the Graham Coast, Graham Land. *British Antarctic Survey Scientific reports*, 50, 1–51.
- Elliot D. H. 1964. The petrology of the Argentine Islands. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 41, 31.

- Guenther W.R., Barbeau D.L., Reiners P.W., Thomson S.N. 2010. Slab window migration and terrane accretion preserved by low-temperature thermochronology of a magmatic arc, northern Antarctic Peninsula. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 3(11): 1–13. <https://doi.org/10.1029/2009GC002765>
- Jordan T.A., Riley T.R., Siddoway C.S. 2020. The geological history and evolution of West Antarctica. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1: 117–133. [doi.org/10.1038/s43017-019-0013-6](https://doi.org/10.1038/s43017-019-0013-6)
- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmid R., Sørensen H., Woolley A.R. 2002. *Igneous Rocks a Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.* Cambridge: Cambridge Univ. Press.
- Leat P.T., Scarrow J.H., Millar I.L. 1995. On the Antarctic Peninsula Batholith. *Geological Magazine*, 132, 4: 399–412. [doi.org/10.1017/S0016756800021464](https://doi.org/10.1017/S0016756800021464)
- Mytrokhyn O., Bakhmutov V., Aleksiyenko A., Mytrokhina T., Marushchenko O. 2021. Intrusive-magmatic complexes of Wilhelm Archipelago, West Antarctica (Part 1 – Intrusions of gabbroids, diorites and granitoids). *Visnyk Kyivskogo Universitetu. Geology*, 4(95): 6–15. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.95.01> (in Ukrainian).
- Mytrokhyn O., Bakhmutov V., Gavryliv L. 2022a. Intrusive-magmatic complexes of Wilhelm Archipelago, West Antarctica (Part 2 – Hypabyssal and subvolcanic dyke rocks). *Visnyk Kyivskogo Universitetu. Geology*, 3(98): 5–14. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.98.01> (in Ukrainian).
- Mytrokhyn O., Gavryliv L., Bakhmutov V. 2022b. Petrology of Cenozoic dykes on the Argentine Islands (Wilhelm Archipelago, West Antarctica). *Mineralogical Journal*, 3(44): 67–82. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.03.067> (in Ukrainian).
- Mytrokhyn O.V., Bakhmutov V.G. 2019. Stratigraphy of the area of Ukrainian Antarctic Akademik Vernadsky Station. *Ukrainian Antarctic Journal*, 1, 18: 45–61 (in Ukrainian).
- Pankhurst R.J. 1982. Rb-sr geochronology of Graham Land, Antarctica. *Journal of the Geological Society*, 139, 6: 701–711.
- Pearce J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Trace Elements Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive sulphide Exploration*, 12: 79–113.
- Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 121–132.
- Rex D.C. 1976. Geochronology in relation to the stratigraphy of the Antarctic Peninsular. *Bulletin of British Antarctic Survey*, 43: 49–58.
- Rickwood P.C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22: 247–263.
- Tangeman J.A., Mukasa S.B., Grunov A.M. 1996. Zircon U-Pb geochronology of plutonic rocks from the Antarctic Peninsula: Confirmation on presence of unexposed Paleozoic crust. *Tectonics*, 15, 6: 1309–1324.
- Thomson M.R.A., Pankhurst R.J. 1983. Age of post-Gondwanian calc-alkaline volcanism in the Antarctic Peninsular region. In Oliver L.R., James P.R. and Jago J.B. (Eds.) *Antarctic Earth Science*. Australian Academy of Science, Canberra, pp. 328–333.
- Zheng G.G., Liu X., Liu S., Zhang S.H., Zhao Y. 2018. Late Mesozoic–Early Cenozoic intermediate–acid intrusive rocks from the Gerlache Strait area, Antarctic Peninsula: Zircon U-Pb geochronology, petrogenesis and tectonic implications. *Lithos*, 312–313: 204–222. [doi:10.1016/j.lithos.2018.05.008](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.05.008)

Received 24.04.2023

Received in revised form 14.05.2023

Accepted 08.08.2023

## Пізнюкайнозойський магматизм на архіпелазі Вільгельма, Берег Грея Антарктичного півострова

О.В. Митрохин<sup>1,2</sup>, Л.І. Гаврилів<sup>3</sup>, В.Г. Бахмутов<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Київський національний університет ім. Тараса Шевченка, Київ, Україна

<sup>2</sup>Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна

E-mail: mitrokhin.a.v.ukr.net

<sup>3</sup>Університет Коменського, факультет природничих наук, Братислава, Словаччина

E-mail: liubomyr.gavryliv@uniba.sk

<sup>4</sup>Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

E-mail: bakhmutovvg@gmail.com

На архіпелазі Вільгельма поблизу Української антарктичної станції «Академік Вернадський» виявлено прояви новітнього магматизму. Це невеликі субвулканічні дайки, які інтрудують палеоценові гранітоїди на островах Барчанс, Фордж, Бус та Данеброг. Автори дослідили умови залягання, петрографію та геохімію дайкових порід з метою з'ясування особливостей їх формування. Виявлено, що досліджувані дайки є типовими пост-



плутонічними тріщинними інтрузіями, що вкорінювалися у вмісні гранітоїди після їх повної консолідації та застигання. На момент дайкоутворення вмісні гранітоїди були не лише охолоджені, а й екстумовані в результаті процесів тектонічного здіймання та ерозії. Дайки ж, вочевидь, мають пізньонеогеновий або й четвертинний вік. Їх вкорінення відбувалося на незначних глибинах. Щонайменше частина дайок на момент їхнього формування сполучалася з земною поверхнею, тобто являла собою підводячі канали для тріщинних вулканічних вивержень. Геохімічні особливості найбільш розповсюджених базальтових дайок ставлять під сумнів їх генетичний зв'язок з кількісно підпорядкованими дайками андезитового та дацитового складу. Імовірно, вони мають різні джерела магнегенерации та пов'язані з різними геотектонічними процесами. Андезитові та дацитові дайки можуть являти собою заключний спалах субдукційного вапняно-лужного магматизму. Натомість, зв'язок між субдукційними процесами та пізньокайнозойським базальтоїдним дайкоутворенням не є очевидним і потребує додаткових досліджень.

**Ключові слова:** Західна Антарктика; геологія; магматичні породи; мафічні дайки.

<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.277927>  
УДК (553.96:552)(477.87+439)

## Вулканізм як важливий фактор формування речовинно-петрографічного складу вугілля

А.В. Іванова\*, Л.Б. Зайцева

Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна  
E-mail: [ariadna.vivanova@gmail.com](mailto:ariadna.vivanova@gmail.com)

\*Автор для кореспонденції

На прикладі буровугільних родовищ Вішонта та Ільниця подано порівняльну характеристику геологічних умов формування неогенових вугленосних відкладів Панонського басейну (Угорщина) та Закарпатського прогину (Україна). Метою дослідження було встановити роль вулканізму у формуванні петрографічного складу, якісних показників і геохімічних характеристик вугілля родовища Ільниця. Вперше проведено порівняння геоструктурного та палеогеографічного положення, умов формування та залягання вугільних пластів, петрографічного складу, якості та геохімічних особливостей вугілля об'єктів дослідження з огляду на роль вулканізму в формуванні його речовинно-петрографічного складу. Наукова новизна отриманих результатів полягає в обґрунтуванні зв'язку підвищеного вмісту оксиду натрію та специфічного характеру геохімічного складу рідкісних елементів у бурому вугіллі Ільниці з вулканічними процесами, що відбувалися синхронно із торфонакопиченням. Вивчення геологічних умов формування та речовинно-петрографічного складу одновікового вугілля двох родовищ показало, що практично при однаковому ступені вуглефікації і близьких фаціальних умовах утворення спостерігається помітна відмінність в умовах залягання та характеристиках вугілля. Для родовища Ільниця характерні перешаровування вугільних пластів і вугільних пачок з туфогенним матеріалом. Відмінними особливостями вугілля Ільниці є менший вміст компонентів групи гумініту і краща збереженість їх структури, наявність у складі мінеральних домішок туфогенного матеріалу та опалів, більш висока зольність при меншому обводненні торф'яника, підвищений вміст оксиду натрію, інший характер геохімічного складу рідкісних і розсіяних елементів. Це свідчить про те, що одним з факторів відмінностей вивченого вугілля є вулканізм, який проявлявся на родовищі Ільниця синхронно з торфонакопиченням.

**Ключові слова:** вулканізм; торфонакопичення; буре вугілля; мікрокомпоненти; пірокластика.

Цитування: Іванова А.В., Зайцева Л.Б. Вулканізм як важливий фактор формування речовинно-петрографічного складу вугілля. *Геологічний журнал*. 2023. № 3 (384). С. 64–78. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.277927>

Citation: Ivanova A.V., Zaitseva L.B. 2023. Volcanism as an important factor in the formation of the material-petrographic composition of coal. *Geologičnij žurnal*, 3 (384): 64–78. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.277927>

© Видавець Інститут геологічних наук НАН України, 2023. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

© Publisher Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, 2023. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

## Вступ

В запропонованій роботі наводиться характеристика геологічних умов формування неогенових вугленосних відкладів, петрографічного та якісного складу бурого вугілля на прикладі родовищ Вішонта (Панонський басейн, Угорщина) та Ільниця (Закарпатський прогин, Україна).

Вивчення бурого вугілля Північної Угорщини було розпочато в 40-і роки ХХ ст. Петрографічні та палінологічні дослідження проводилися з кінця 50-х років (Nagy, 1958; Palfalvy, Rakosi, 1977). З 1987 р. започатковано роботи по реконструкції умов накопичення палеоторфовищ і детальному дослідженню петрографічного складу вугілля в Угорському геологічному інституті (Hamor-Vido, 1992, 1998).

Дослідження петрографії та генезису бурого вугілля родовища Ільниця проводилися з другої половини ХХ ст. (Богданова, 1968, 1975; Вальц, 1968, 1975; Зайцева и др., 2004; Иванова и др., 2004; Иванова, Зайцева, 2005, 2022; Сябряй В. и др., 1969; Сябряй С. и др., 2011; Узиюк, 1965; Хмарский, 1960 та ін.).

Представлені в роботі дослідження мали на меті показати, що виявлені відмінності у петрографічному складі та показниках якості одновікового вугілля цих родовищ є прямим наслідком вулканізму, який проявлявся на Закарпатті синхронно з торфонакопиченням.

Для досягнення цієї мети вперше проведено порівняння геоструктурного та палеогеографічного положення, умов формування та залягання вугільних пластів, петрографічного складу, якості та геохімічних особливостей вугілля об'єктів дослідження з огляду на роль вулканізму в формуванні його речовинно-петрографічного складу. Наукова новизна отриманих результатів полягає в обґрунтуванні зв'язку підвищеного вмісту оксиду натрію та специфічного характеру геохімічного складу рідкісних елементів у бурому вугіллі Ільниці з вулканічними процесами, що відбувалися синхронно із торфонакопиченням.

Вуглепетрографічні і вуглехімічні дослідження вугілля проводилися в Інституті геологічних наук НАН України та в Геологічному інституті Угорщини. Геохімічна характеристика вугілля наведена за матеріалами авторів та літературними даними.

Матеріалом для вуглепетрографічних досліджень слугували 36 двосторонні полірованих шліфів і 20 аншліфів бурого вугілля досліджуваних об'єктів. Шліфи вивчалися в прохідному поляризованому світлі на мікроскопі МБИ-6. Вимірювання показника відбиття вітриніту (ПВВ) проводилося у відбитому поляризованому світлі на приладі ПООС-1. Авторами були залучені результати проведеного в Інституті геологічних наук спектрального аналізу 125 проб золи вугілля Ільниці.

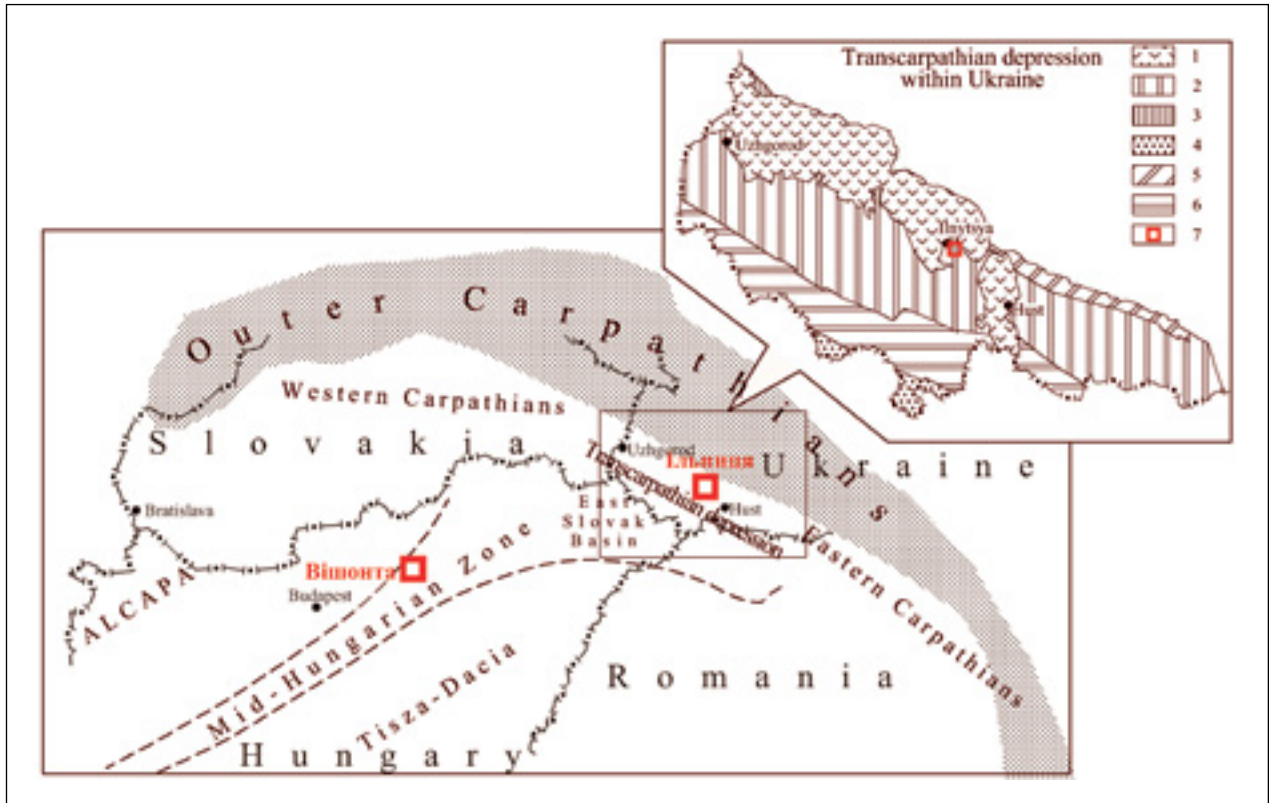
При дослідженні вугілля використано сучасні міжнародні класифікації мікрокомпонентів, методика реконструкції умов торфонакопичення за С.Ф.К. Дісселем, методи вітринітової термометрії, вуглепетрографічні, вуглехімічні, геохімічні, аналітичні.

## Геоструктурне та палеогеографічне положення, геологія, вугленосність об'єктів дослідження

Родовище Вішонта розташоване в межах Панонського басейну в області зчленування Альпійсько-Карпатсько-Панонського мегаблоку та Середньоугорської лінеаментної зони (Mid-Hungarian Zone), у східному передгір'ї вулканічного масиву Матра (Kovács et al., 2007). Внаслідок Альпійської та Динарської колізій докайнозойський фундамент Панонського басейну являє собою колаж двох основних блоків земної кори – Альпійсько-Карпатсько-Панонського басейну (ALCAPA) та Тисо-Дакійських терейнів (Tisza-Dacia) (Csontos, Vörös, 2004; Kovács et al., 2007; Schmid et al., 2020).

Панонський басейн оточений з півночі та сходу дугою Внутрішніх (Західних) та Зовнішніх Карпат, із заходу та півдня – складчастими системами Альп та Динарид, де розкриваються різновікові донеогенові комплекси (рис. 1).

Закарпатський прогин, у межах якого розташоване родовище Ільниця, на південному заході межує з Панонським масивом та обрамляється складчастими спорудами Внутрішніх Карпат. На північному сході прогин відокремлюється від Складчастих Карпат Закарпатським (Перипенінським) глибинним розломом, на південному заході від Панонського басейну його відділяє Припанонський



**Рис. 1.** Геоструктурна позиція родовищ Вішонта та Ільниць (Kovács et al., 2007; Тектоника..., 1988):

1 – Вигорлат-Гутинський вулканічний комплекс; 2 – Центральна зона; 3 – зона Підгалля; 4 – Панонська міжгірська западина; 5 – Крайова зона; 6 – Припанонська зона; 7 – буровугільні родовища

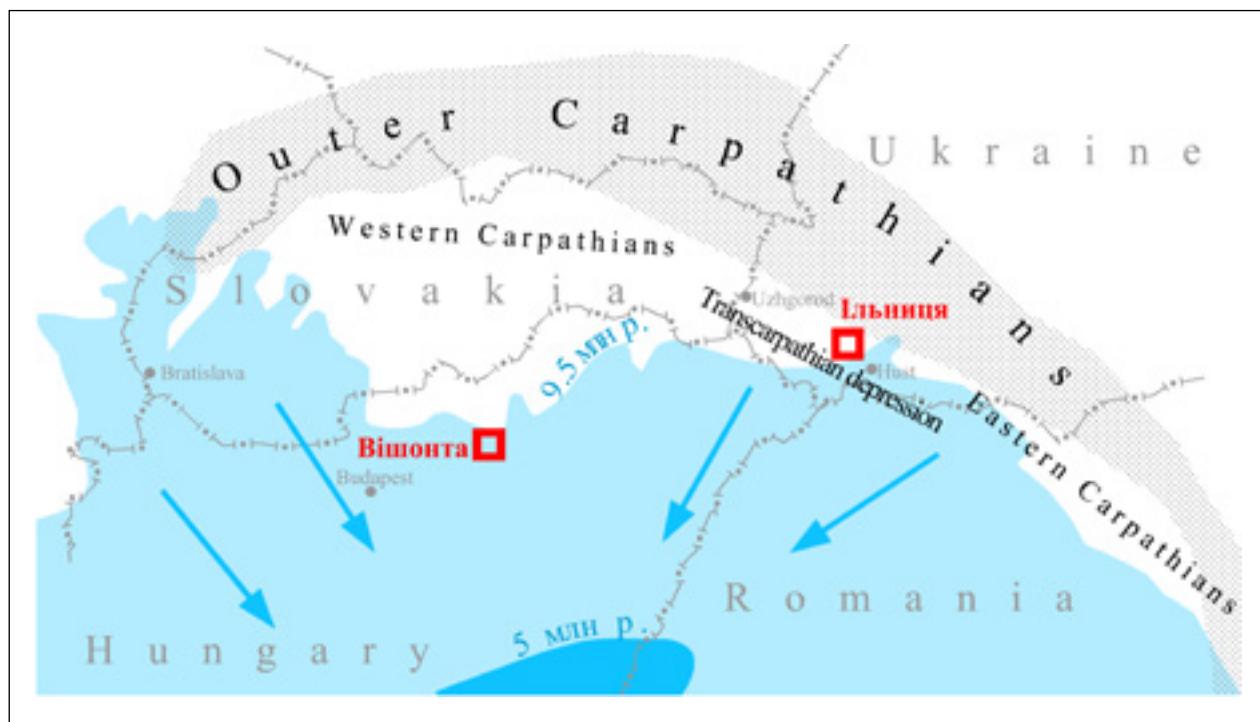
**Fig. 1.** Geostructural position of the Visonta and Ilnytia deposits (Kovács et al., 2007; Tectonics..., 1988):

1 – Vygorlat-Hutinsky Volcanic Complex; 2 – Central Zone; 3 – Podhale Zone; 4 – Pannonian Intermountain Depression; 5 – Peripheral Zone; 6 – Near Pannonian zone; 7 – Brown Coal Deposits

глибинний розлом (Тектоника..., 1988). За характером палеогеографічного розвитку неогену Панонський басейн і Закарпатський прогин належать до Центрального Паратетису (Gozhyk et al., 2015).

До кінця середнього міоцену в Центральному Паратетисі сформувалося мілке солонуватоводне море. Підняття гірських поясів навколо Панонського басейну призвело 11,6–11,3 млн років тому до його відокремлення від решти Центрального Паратетису та виникнення великого ізольованого Панонського «озера», яке існувало протягом міоцену та пліоцену як внутрішнє солонуватоводне водоймище. В ранньому пліоцені море відступило на південь, звільнивши як Панонський басейн, так і Закарпатський прогин, де залишилися невеликі опріснені озера, вологі алювіальні рівнини та заболочені ділянки (рис. 2) (Elston et al., 1994; Uhrin, Sztanó, 2007; Namor et al., 2013; Horváth et al., 2015).

В Панонському басейні мезозойський фундамент перекритий потужним комплексом вулканогенно-осадових відкладів середнього міоцену, який, в свою чергу, перекривається піщано-глинистими та озерно-болотними відкладами панону (Вадас, 1964). В межах східного передгір'я Матри, яка складена андезитовими вулканітами середнього міоцену, вугленосні утворення верхньої частини панонської товщі представлені прибережними болотними піщано-глинистими відкладами з включеннями туфитів і пластами бурого вугілля (Вадас, 1964; Elston et al., 1994). Прояв андезитового вулканізму в горах Матри завершився в сарматі (15,9 млн років тому) (Namor et al., 2013; Horváth et al., 2015). У верхньопанонських відкладах Угорщини виявлений комплекс фауни, аналогічний фауні прісноводних остракод ільницької світи (Zalanyi, 1955; Буров, Шеремета, 1959). Вугленосні породи у верхній частині



**Рис. 2.** Положення Панонського моря в пізньому міоцені (9,5 млн років тому) та ранньому пліоцені (5 млн років тому). Стрілками показаний напрямок регресії моря (Uhrin, Sztanó, 2007)

**Fig. 2.** Position of the Pannonian Sea in the late Miocene (9.5 Ma) and early Pliocene (5 Ma). The arrows indicate the direction of sea regression (Uhrin, Sztanó, 2007)

товщі панонського віку родовища Вішонта відносяться до буровугільної формації Бюккайя (Bukkalja) і мають пліоценовий вік (Elston et al., 1994; Landis et al., 2007). Треба зауважити, що в даному випадку термін «панон» використовується угорськими геологами як такий, що відповідає часу формування всіх відкладів від сармату до початку плейстоцену (Hámor et al., 2013). На рис. 3 наведена стратиграфічна схема кореляції пізньонеогенових відкладів Центрального Паратетису.

Основна частина вугленосних порід родовища Вішонта складається з прісноводних відкладів із чередуванням шарів пухких пісків, глин і бурого вугілля (Landis et al., 2007). На території родовища розвинені від 2 до 7 пластів вугілля робочої потужності (2–15 м), що залягають на глибині 80–120 м (Landis et al., 2007). Вугленосні відклади перекриті галькою андезитів, вулканоміктовими грубозернистими пісками і туфитовими глинами, що є продуктами руйнування товщі андезитових вулканітів, перевідкладених у плейстоцені (Zalányi, 1955; Освальд и др., 1984; Іванова, Зайцева, 2005; Landis et al., 2007 та ін.).

У Закарпатському прогині складчасто-глибовий мезозойсько-палеогеновий фундамент незгідно перекривається неогеновою моласою потужністю 3,0–3,5 км (Вадас, 1964; Іванова, Зайцева, 2005). Вугленосна товща прогину, що представлена теригенними та вулканогенними породами, накопичувалася протягом близько 10 млн років, починаючи з пізнього сармату і закінчуючи в пізньому пліоцені (Егоров, 1985). На початку міоцену різко активізувався рух земної кори вздовж шовних зон Закарпатського та Припанонського глибинних розломів, до яких була приурочена вулканічна діяльність. Основний і кислий магматизм в ефузивній та інтрузивній формах проявився тут протягом середнього міоцену до пліоцену включно (Круглов и др., 1985). За даними (Кутас, Майцин, 2014), вулканічна Вигорлат-Гутинська гряда, що складена переважно андезитами, а також андезито-базальтами, базальтами, андезито-дацитами, дацитами та їх туфами, сформувалась у пліоцені. Затухання вулканічної діяльності відбулось у кінці пліоцену (Щерба та ін., 2008). В той же час, за даними

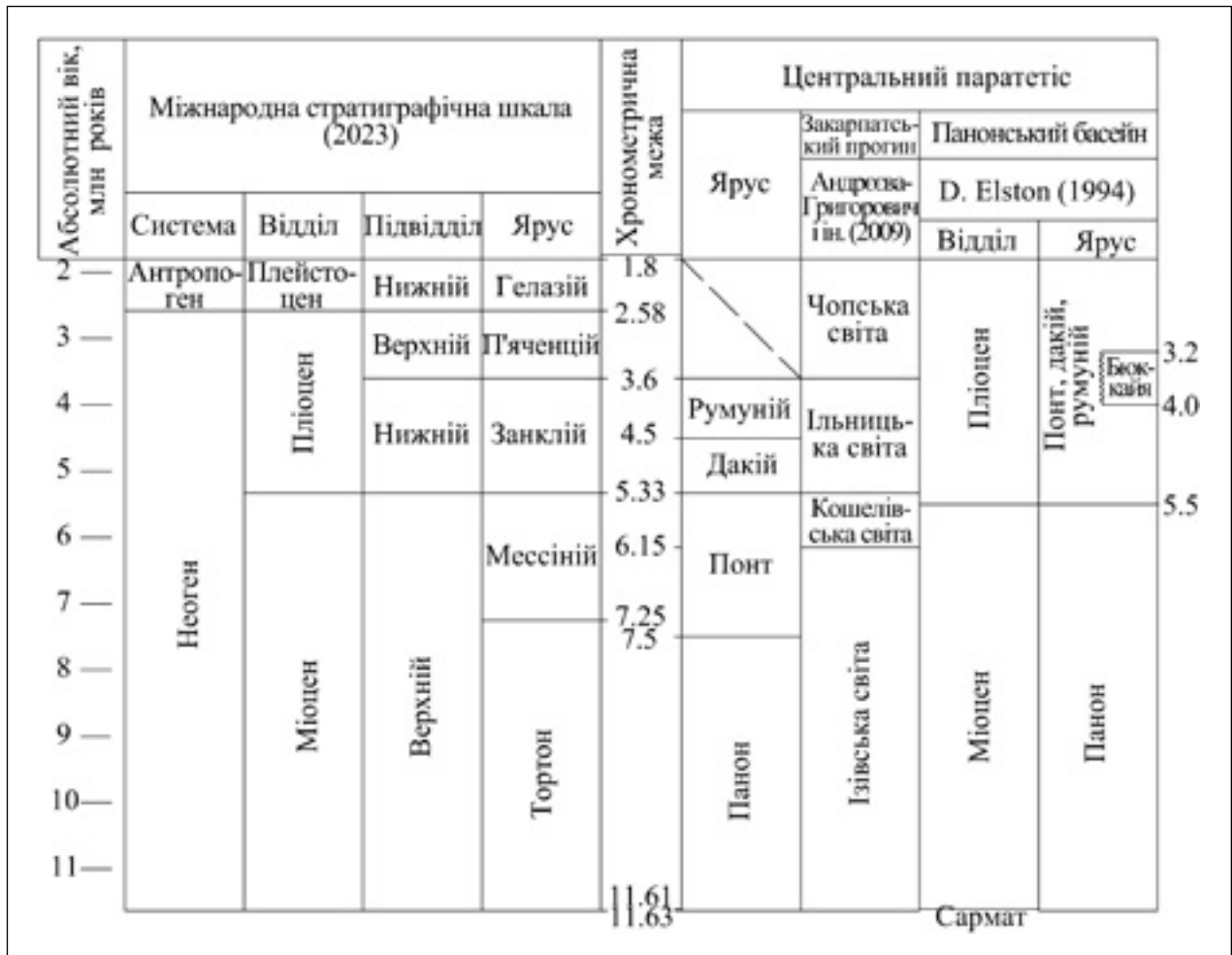


Рис. 3. Стратиграфічна схема верхнього міоцену і пліоцену Закарпатського прогину та Панонського басейну

Fig. 3. Stratigraphic layout of the Upper Miocene and Pliocene in the Transcarpathian depression and Pannonian basin

вимірювання абсолютного віку (Микита, 2014; Приходько та ін., 2020), вулканічні породи гряди датуються  $9,1 \pm 1,3 - 13,0 \pm 0,9$  млн років, що відповідає верхам середнього та верхньому міоцену. Згідно з висновками деяких дослідників (Ступка та ін., 2006; Шевчук, Василенко, 2014; Глеваська, 2000), центри вулканізму в межах Вигорлат-Гутинської гряди зміщуються на схід і південний схід. Відповідно зменшується і вік вулканічних порід від 13,0–11,4 млн років на заході до 8,6–5,3 млн років на південному сході, в межах Келіман-Харгітської гряди, що продовжує Вигорлат-Гутинську гряду в межах Угорщини. Заданими В.В. Гордієнка (Gordienko, 2017), в зв'язку з магматичною активізацією зони Закарпатського прогину 2–15 млн років тому на глибині 20–25 км формувалися магматичні осередки, які могли давати в верхню частину кори вторинні вторгнення, що живили

вулкани. О.С. Ступка із співавторами (Ступка та ін., 2006) зафіксували наявність еруптивних утворень у вигляді лужних базальтоїдів пізньоміоценового–постпліоценового віку (0,2–11,0 млн років). Тобто під час формування вугленосної ільницької світи пліоценового віку, очевидно, відбувалася вулканічна діяльність.

Родовище Ільниця знаходиться в Ільницькій синкліналі, розташованій у східній частині Чоп-Мукачівської западини, у південно-західному передгір'ї Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта (Іванова, Зайцева, 2005). Синкліналь вивонена прісноводними відкладами вугленосної ільницької світи, що підтверджується знахідками численних прісноводних остракод і молюсків (Буров, Шеремета, 1959; Gozhyk et al., 2015). Вугленосні відклади представлені пірокластичними та піщано-глинистими породами. Вони вміщують п'ять

Таблиця 1. Розріз вугільного пласта, розкритого в шахті Вішонта (нульовий горизонт) (Landis et al., 2007)  
Table 1. Cross-section of the coal seam exposed in the Visonta mine (zero horizon) (Landis et al., 2007)

№ з/п	Опис порід	Потужність, м	Зольність, %
1	Верхній пласт. Вугілля темно-коричневе, з включеннями лігнітів до 30–35 %	0,80	5,48
2	Вугілля темно-коричневе глинисте, з включеннями лігнітів менше 10 %	0,11	48,55
3	Вугілля темно-коричневе, з включеннями лігнітів до 25–30 %	0,70	16,08
4	Вугілля темно-коричневе глинисте	0,14	49,58
5	Вугілля темно-коричневе, з включеннями лігнітів до 25–30 %	0,81	21,65
6	Аргіліт вуглистый	0,60	52,05
7	Вугілля темно-коричневе, з включеннями лігнітів до 25 %	0,59	15,38
8	Вугілля темно-коричневе глинисте	0,16	44,97
9	Вугілля темно-коричневе, з включеннями лігнітів до 15–20 %	0,64	13,39
10	Вугілля темно-коричневе глинисте	0,17	39,93
11	Вугілля темно-коричневе, з включеннями лігнітів до 15–20 %	0,44	9,42
12	Вугілля темно-коричневе, з включеннями лігнітів до 10 %	0,45	15,70
13	Аргіліт темно-сірий	0,05	–
14	Вугілля темно-коричневе, з включеннями лігнітів до 10 %	0,50	15,70
15	Підшва – аргіліт жовтувато-сірий	0,10	–

Таблиця 2. Розріз 5-го вугільного пласта Ільницького родовища на глибині 95,7–98,0 м (св. бш)  
Table 2. Cross-section of the 5th coal seam of the Ilyntsia deposit at a depth of 95.7–98.0 m (well бш)

№ з/п	Опис порід	Потужність, м	Зольність, %
1	Покрівля – алевроліт	–	–
2	Аргіліт вуглистый	0,25	51,59
3	Туфіт слабо вуглистый	0,10	84,84
4	Вугілля темно-коричневе сильно засмічене туфогенно-глинистим матеріалом	0,10	49,13
5	Туфіт слабо вуглистый	0,55	66,38
6	Вугілля темно-коричневе сильно засмічене туфогенно-глинистим матеріалом	0,10	45,71
7	Глина сіра	0,15	85,28
8	Аргіліт вуглистый	1,05	53,99
9	Підшва – туфіт	–	–

вугільних пластів робочої потужності (0,7–3,0 м), що залягають на глибинах від 6,3 до 135,2 м (Сябряй и др., 1969; Іванова, Зайцева, 2005). На відміну від Вішонта вугленосні відклади Ільниці, на думку авторів, формувалися в період активної вулканічної діяльності.

Про це свідчить наявність вулканічного попелу у вугіллі та перешаровування вугільних пластів і вугільних пачок туфогенним матеріалом. Для порівняння умов накопичення торфовищ наведені розрізи вугільних пластів обох родовищ (табл. 1, 2).

## Речовинний склад і якість вугілля

Пласти досліджених родовищ представлені гумусовим вугіллям. Вугілля Вішонти бурувато-коричневого й темно-коричневого кольору, масивне, нерідко землисте, матове. Колір вугілля Ільниці змінюється від світло- до темно-коричневого, воно щільне або слабо щільне, рідше землисте, матове і напівматове. Вугілля родовищ характеризується переважаючим вмістом мікрокомпонентів групи гумініту і представлене в основному такими петрографічними типами: гелітами, ліпоідо-гелітами, іноді ліпоідо-фюзиніто-гелітатами.

На родовищі Вішонта вміст гумініту в середньому становить 87 %, в Ільниці – 79 %, мікрокомпонентів групи ліптиніту – відповідно 9 та 14 %, інертиніту – 4 та 7 %. Більш високий вміст мікрокомпонентів групи гумініту та більш низький – ліптиніту та інертиніту у вугіллі Вішонти, скоріше за все, пов'язаний із більшою зволоженістю боліт і в зв'язку з цим дещо іншими, у порівнянні з Ільницею, складом похідної рослинності та умовами перетворення торфу (Зайцева и др., 2004).

У вугіллі Ільницького родовища спостерігається більша кількість структурних мікрокомпонентів групи гумініту (44 %) порівняно з вугіллям Вішонти (34 %). Це свідчить про кращу збереженість рослинного матеріалу ільницького вугілля та підтверджує більш високу швидкість його захоронення через масову загибель рослинності при вулканічних виверженнях.

Мінеральні компоненти вугілля Вішонти найчастіше представлені сульфідами та глинистим матеріалом, Ільниці – сульфідами (піритом), кварцом, опалом, глинистим і туфогенно-глинистим матеріалом (Сябряй та ін., 1969; Зайцева и др., 2004). Наявність туфогенного матеріалу та опалів є характерною особливістю вугілля Ільниці. Опали, переважно світлого кольору, іноді коричневі через забарвлення органікою, трапляються у середній частині вугільного пласта, в його покрівлі, місцями в туфах і туфітах, що перекривають вугільний пласт. Наявність у складі мінеральних домішок туфогенного матеріалу та опалів є наслідком вулканічної та гідротермальної діяльності. Кремниста речовина опалів, що акумулювалась органічною речовиною торфу, при-

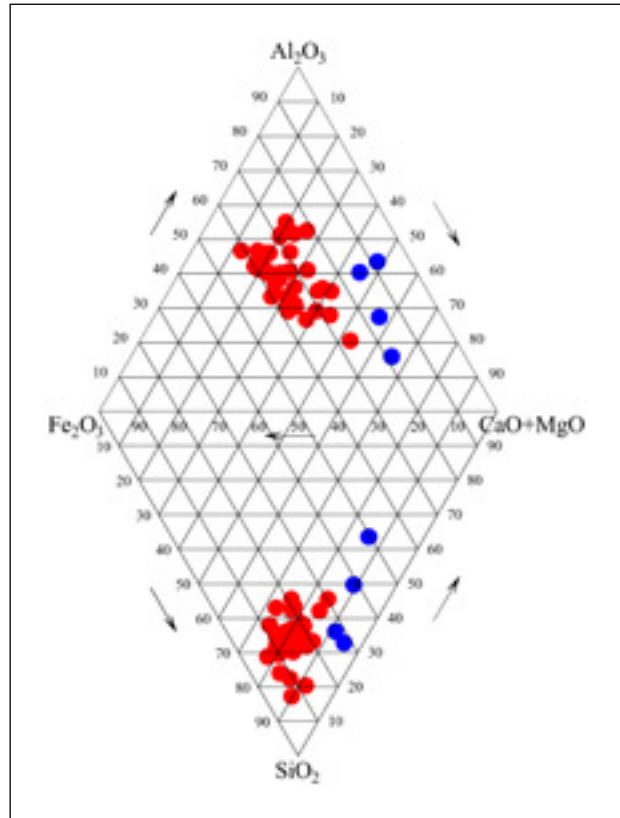


Рис. 4. Хімічний склад золи вугілля родовищ Вішонта (сині маркери) та Ільниці (червоні маркери)

Fig. 4. Diagram of the chemical composition of coal ash in the Visonta (blue marks) and Ilnytsia (red marks) deposits

внесена, можливо, термальними водами з кременистих туфів, туфітів і вивержених порід кислого складу (Сябряй та ін., 1969).

Показники якості вугілля (за середніми значеннями) свідчать, що вугілля Вішонти середньозольне (20,2 %), сірчисте (3,4 %). Вихід легких (65,5 %), вміст вуглецю (66,2 %) та показник відбиття вітриніту (0,27–0,29 %) відповідають бурому вугіллю стадії вуглефікації Б1. Вугілля Ільниці високозольне (27,3 %) та середньосірчисте (1,7 %). Вихід легких (63,2 %), вміст вуглецю (67,0 %) і показник відбиття вітриніту (0,31–0,32 %) відповідають бурому вугіллю стадії вуглефікації Б1 (Іванова и др., 2004; Landis et al., 2007).

Результати хімічних аналізів золи вугілля (рис. 4) свідчать про переважання серед мінеральних домішок у вугіллі Ільниці кремнеземистої складової. Високий вміст оксиду кремнію підтверджується виявленням при мікроскопічному дослідженні у вугіллі кварцу та опалу. У золі вугілля Вішонти простежується



деякий тренд у напрямку карбонатної складової (CaO + MgO), що свідчить про більш високу обводненість торфовищ Вішонти. Оскільки в шліфах не спостерігалися мінерали карбонатів, можна припустити, що кальцій і магній входять до складу сорбційної золи в немінеральній формі.

Вугілля Вішонти містить в золі 0,5–0,9 % оксиду натрію. На відміну від Вішонти, сумарний вміст оксидів лужних металів у золі вугілля Ільниці за середніми значеннями по всіх пластах становить 2,6 %, досягаючи максимального значення 9 % (Иванова и др., 2004). Основна частка від цієї кількості належить натрію, бо калій, який не є вуглефілним елементом, пов'язаний з глинистою складовою та його частка в золі не перевищує 1 %. Тобто за критеріями вмісту натрію вугілля Ільниці належить до солоного. Оскільки вугленосні відклади ільницької світи формувалися в умовах прісноводних водоймищ, натрій в такій кількості міг надходити до торфовищ Ільниці тільки з продуктами вулканічної діяльності (Иванова, 2016).

## Геохімічна характеристика вугілля

Джерелом надходження в палеоторфовище Вішонти мікроелементів слугували продукти руйнування вулканічних міоценових порід від кислого до основного складу (Вадас, 1964; Seghedi et al., 2004; Namor et al., 2013) та гідротермальні процеси. У вугіллі Вішонти у кількостях, що за середніми значеннями перевищують кларкові, містяться Pb, Co, Cu, Ga, Mo, Sb, Se, Th, Y, Zr. Такі елементи, як As, Cr, Cs, Hg, Mn, V, Zn, перевищують кларки в 2 рази, Rb, Sc – в 3 рази, Sn – в 5 разів, Nb – в 8 разів (Tewalt et al., 2010). Наявність Co, V, Cr пов'язана, ймовірно, з надходженням до палеоторфовища з теригенною складовою основних та ультраосновних порід, Mo, Y, Sc, Rb, Cs – з продуктами ерозії порід кислого складу. Накопичення Zr і Th могло бути наслідком надходження в палеоторфовище продуктів ерозії кори вивітрювання по кислому субстрату, Mn – по основному субстрату. Надходження до торфовищ As, Zn, Hg, Sb, Sn, Cu, Pb, Se спричинене, можливо, епігенетичними гідротермальними процесами, пов'язаними з утворенням сульфідної мінераліза-

ції. Наявність Ga, а також високий вміст Nb може бути наслідком проникнення до торфовищ термальних вуглекислих вод (Юдович, Кетрис, 2015; Dai et al., 2017).

У вугіллі Ільницького родовища, за нашими та літературними даними (Смирнов, 1969; Иванова и др., 2004), виявлені такі рідкісні елементи, як Ge, V, Y, Yb, вміст яких у золі вугілля за середніми значеннями перевищує кларкові показники. На окремих ділянках вугільних пластів у кількостях вище кларкових спостерігаються Be і Sc. У поодиноких пробах у кількості значно вище кларкових визначено Mo, Sn, Cu, Cr, Co, Ni, Ce, La. Присутність таких елементів, як Ge, Be, Mo, Sn, Cu, Ba, Sc, Y, Yb, Cr, Ce, La, пов'язана з їх надходженням з продуктами виверження кислого складу при синхронному вулканізмі. Накопичення V, Cr, Mn, Co, Ni також могло бути сингенетичним у результаті надходження до торфовища матеріалу виверження основного складу (Юдович, Кетрис, 2005, 2015; Dai et al., 2017). Прояви у вугіллі рідкісних і розсіяних елементів як продуктів виверження підтверджує думку авторів про наявність в межах Закарпатського прогину пліоценового вулканізму.

## Генезис вугілля та обговорення одержаних результатів

Алохтонно-автохтонне торфонакопичення як на території Вішонти, так і на території Ільницького родовища відбувалось в умовах розчленованого рельєфу передгір'я і значного перевищення областей зносу над областями накопичення. Зони передгірських рівнин були зайняті болотяним і вологим береговим лісом із змінною границею залежно від ступеня підтоплення водами прісноводних водоймищ (Иванова, Зайцева, 2005).

За даними більшості дослідників-палінологів (Хмарский, 1960; Ильинская, 1968; Рыбакова, 1980; Syabryai, 1997; Сябряй и др., 2011 та ін.), рослинний вихідний матеріал палеоторфовищ Ільниці був представлений частіше покритонасінними листопадними породами. Меншою мірою спостерігалися голонасінні, переважно таксодієві та соснові. У невеликій кількості відзначені спорові рослини. Переважний розвиток мали деревні

форми, рідше траплялися чагарникові та трав'янисті групи, пов'язані з більш вологими умовами. За палінологічними дослідженнями території Вішонти (Zalany, 1955; Nagy, 1958; Сябряй и др., 2011) домінуючими рослинами-торфоутворювачами були голонасінні (таксодієві та соснові), на другому місці – покритонасінні листопадні породи. Як і в Ільниці, були розвинуті переважно деревні форми. Меншою мірою траплялися чагарникові та трав'янисті водні рослини.

При реконструкції умов торфонакопичення за мікрокомпонентним складом вугілля методом С.Ф.К. Дісселя (Diessel, 1986) були використані два параметри: індекс збереження рослинних тканин TPI (співвідношення вмісту структурних тканин до безструктурних) та індекс геліфікації GI (співвідношення вмісту геліфікованих тканин до фюзенізованих). Отримана діаграма (рис. 5) показує, що при формуванні вугілля як Вішонти, так й Ільниці торфонакопичення відбувалося у вологих і обводнених лісових болотах, в умовах озер, що заростають (лімнічні умови), а також у зоні обводненої прибережної низовини (лімно-гельматичні та гельматичні умови). Як видно на діаграмі, накопичення торфу на території Вішонти відбувалося в умовах більшого обводнення, що проявилось у більш високому вмісті у вугіллі цього родовища компонентів групи гумініту та карбонатної складової золи вугілля.

Аналогічні дані отримані при реконструкції умов торфонакопичення за вуглепетрографічною моделлю, що містить два параметри: вегетаційний індекс (VI), який вказує на тип рослинності, та індекс впливу ґрунтових вод (GWI) (Sen, 2016). Побудована діаграма (рис. 6) свідчить, що при формуванні вугілля як Вішонти, так й Ільниці торфонакопичення відбувалося переважно в умовах прибережної обводненої низовини, озерно-болотної рівнини (лімнічні умови), обводнених і вологих лісових боліт.

Таким чином, при практично однаковому ступені вуглефікації і досить близьких фаціальних умовах торфонакопичення спостерігається помітна відмінність речовинно-петрографічного складу одновікового вугілля обох родовищ.

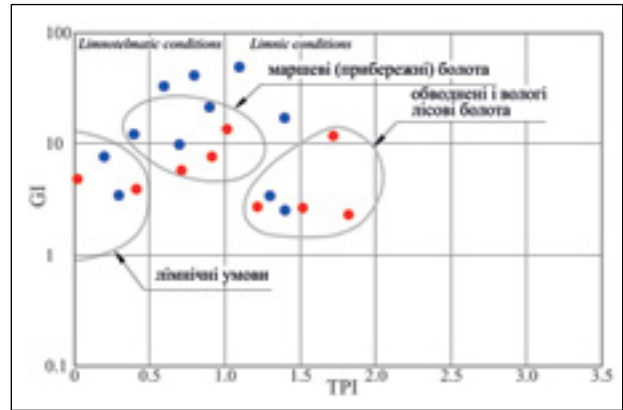


Рис. 5. TPI-GI діаграма умов торфонакопичення родовищ Вішонта (сині маркери) та Ільниця (червоні маркери). TPI – індекс збереження рослинних тканин, GI – індекс геліфікації

Fig. 5. TPI-GI diagram of peat accumulation conditions in the Visonta (blue marks) and Ilnytsia (red marks) deposits. TPI – plant tissue preservation index, GI – gelification index

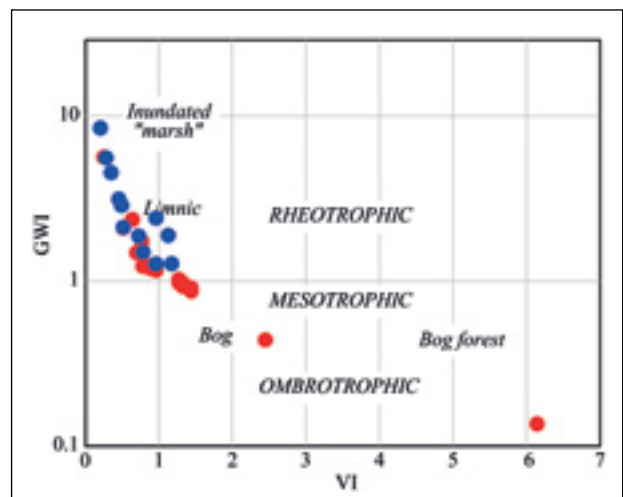


Рис. 6. VI-GWI діаграма умов торфонакопичення родовищ Вішонта (сині маркери) та Ільниця (червоні маркери). VI – вегетаційний індекс, GWI – індекс впливу ґрунтових вод

Fig. 6. VI-GWI diagram of peat accumulation conditions in the Visonta (blue marks) and Ilnytsia (red marks) deposits. VI – vegetation index, GWI – ground water index

## Висновки

Вперше проведений порівняльний аналіз умов формування та залягання вугільних пластів, якісного складу та геохімічних особливостей вугілля родовищ, що розташовані в межах Панонського басейну та Закарпатського прогину, з огляду на роль вулканізму у формуванні його речовинно-петрографічного складу. Наукова

новизна отриманих результатів полягає в обґрунтуванні зв'язку підвищеного вмісту оксиду натрію і специфічного характеру геохімічного складу рідкісних елементів у бурому вугіллі Ільниці з вулканічними процесами, що відбувалися синхронно із торфонакопиченням.

Алохтонно-автохтонне торфонакопичення як Вішонти, так й Ільниці відбувалося в умовах розчленованого рельєфу передгір'я і значного перевищення областей зносу над областями накопичення, в близьких фаціальних умовах на прибережній обводненій низовині з прісними водоймами, озерно-болотній рівнині та в зоні обводнених і вологих лісових боліт. Але на території Вішонти накопичення торфу відбувалося в умовах більшого обводнення, що позначилося на більш високому вмісті у вугіллі цього родовища компонентів

групи гумініту, меншому вмісті інертиніту та більш високому вмісті в золі вугілля карбонатної складової.

Перешаровування вугільних пластів і вугільних пачок з туфогенним матеріалом, краща збереженість рослинного матеріалу при практично однаковому ступені вуглефікації, більш висока зольність при меншому обводненні торфовища, наявність у складі мінеральних домішок туфогенного матеріалу та опалів, підвищений вміст оксиду натрію та характер геохімічного складу рідкісних елементів свідчить, що торфонакопичення на родовищі Ільниця, на відміну від Вішонти, супроводжувалось синхронним вулканізмом.

Робота виконана в ІГН НАН України в рамках НДР на тему «Еволюція вугленосних та вуглеводневмісних формацій України» 2019–2023 років (КПКВК 6541030).

**Подяки.** Автори висловлюють вдячність анонімним рецензентам за приділену увагу та конструктивні зауваження, які дозволили доповнити та значно покращити представлену роботу.

#### СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Андрєєва-Григорівич А., Пономарьова Л., Приходько М., Семененко В. Стратиграфія неогенових відкладів Закарпатського прогину. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2009. № 2 (147). С. 58–70.
- Богданова М.В. Закономерности изменения бурых углей Украины в процессе углефикации. *Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород*. Ленинград: Наука, 1968. С. 25–36.
- Богданова М.В. Зависимость химической характеристики бурых углей от факторов углеобразования. *Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород*. Москва: Недра, 1975. С. 29–39.
- Буров В.С., Шеремета В.Г. Верхнеплиоценовые образования Советского Закарпатья. *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1959. № 7. С. 50–59.
- Вадас Э. Геология Венгрии. Москва: Мир, 1964. 532 с.
- Вальц И.Э. Первичные и диагенетические изменения микроструктуры растительного материала на торфяной и бурогольной стадиях. *Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород*. Ленинград: Наука, 1968. С. 15–25.
- Вальц И.Э. Петрографические признаки торфов и бурых углей. *Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород*. Москва: Недра, 1975. С. 17–29.
- Глеваська А.М. Магнітостратиграфія, геохронологія та деякі особливості неогенового магматизму Українських Карпат. *Матеріали наук. конф. «Геологічна наука та освіта в Україні на межі тисячоліть: стан, проблеми, перспективи»*: До 55-річчя геол. ф-ту ЛНУ ім. Івана Франка. Львів, 2000. С. 14.
- Егоров А.И. Угленосные и горючесланцевые формации Европейской части СССР. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1985. 192 с.
- Зайцева Л.Б., Іванова А.В., Хамор-Відо М. Порівняльна характеристика петрографічного складу бурого вугілля неогенових вугленосних формацій України та Угорщини (на прикладі родовищ Ільниця та Вішонта). *Геол. журн.* 2004. № 2 (308). С. 73–79.
- Іванова А.В. Генезис і еволюція солоного вугілля України та проблеми його освоєння. Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ: ІГН НАН України, 2016. 40 с.
- Іванова А.В., Зайцева Л.Б. Умови неогенового торфонакопичення в Закарпатському прогині та на Панонському масиві. *Геол. журн.* 2005. № 1 (311). С. 82–88.
- Іванова А.В., Зайцева Л.Б. Вулканізм як важливий фактор формування речовинно-петрографічного складу вугілля. *Геологічна будова та корисні копалини України*: Тез. доп. Всеукр. наук. конф. (Київ, 12–13 жовт. 2022 р.). Київ, 2022. С. 255–259.
- Іванова А.В., Зайцева Л.Б., Хамор-Відо М., Панаї Л. Якість вугілля як індикатор умов торфонакопичення (на прикладі родовищ Ільниця та Вішонта). *Геол. журн.* 2004. № 3 (309). С. 46–51.

- Ильинская И.А. Неогеновая флора Закарпатской области УССР. Ленинград: Наука, 1968. 122 с.
- Круглов С.С., Смирнов С.Е., Спитковская С.М., Фильштинский Л.Е., Хижняков А.В. Геодинамика Карпат. Киев: Наукова думка, 1985. 136 с.
- Кутас Р., Майцин Д. Геотермические условия зон неовулканизма Закарпатского прогиба. *Вісн. Київ. нац. ун-ту ім. Тараса Шевченка. Сер. Геологія*. 2014. № 3 (66). С. 39–43.
- Микита М.М. Характеристика вулканічних комплексів Закарпаття. *Фізична географія та геоморфологія*. 2014. Вип. 4 (76). С. 29–37.
- Освальд Д., Селеш Л., Киш Й., Радоц Д., Макраи Л., Немеди-Варга З., Фалуш Г. Угольные бассейны и месторождения Венгерской Народной Республики. *Угольные бассейны и месторождения стран-членов СЭВ и СФРЮ*. Москва: Секретариат СЭВ, 1984. С. 162–193.
- Приходько М.Г., Жабіна Н.М., Богданова М.І. Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо Закарпатського внутрішнього прогину (сучасний аспект). *Геол. журн.* 2020. № 1 (370). С. 34–46. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2020.1.196976>
- Рыбакова Н.О. Состояние палинологической изученности неогеновых отложений Закарпатской области УССР. *Палеонтологические исследования на Украине*. Киев: Наукова думка, 1980. С. 298–309.
- Смирнов Б.И. Особенности накопления акцессорных микроэлементов углями Ильницкого месторождения. *Геология и геохимия горючих ископаемых*. 1969. № 18. С. 71–76.
- Ступка О., Ляшкевич З., Пономарьова Л., Гнилко О., Братусь Л., Ступка Ок., Лемішко О., Кулянда М., Романів Р., Тернавський М., Попова Л. Еволюція Українських Карпат і суміжних областей з позиції регіональної геодинаміки. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2006. № 3–4. С. 58–75.
- Сябряй В.Т., Емец Т.П., Єфімов В.М. Речовинно-петрографічний склад вугілля верхньої буровугільної формації Ільницького родовища Закарпаття. *Геол. журн.* 1966. Т. 26, № 6 (111). С. 38–48.
- Сябряй В.Т., Сябряй С.В., Дьоменко Д.П. Опали Закарпатської вугленосної площі, генетично пов'язані з буровугільними покладами. *Геол. журн.* 1969. Т. 29, № 6 (129). С. 64–84.
- Сябряй В.Т., Левитский Б.П., Сябряй С.В., Емец Т.П. Вещественный и спорово-пыльцевой состав угленосных формаций геосинклинальной части УССР. Киев: Наукова думка, 1969. 294 с.
- Сябряй С.В. Палинологічне дослідження бурого вугілля Ільницького родовища в Закарпатті. *Укр. ботан. журн.* 1967. Т. 24, № 4. С. 85–91.
- Сябряй С.В., Иванова А.В., Зайцева Л.Б. Сравнительная характеристика углей из верхнеплиоценовых отложений Украины и Венгрии и условия их формирования. *Тектоніка та стратиграфія*. 2011. № 38. С. 78–84.
- Тектоника Украины: Круглов С.С., Цыпко А.К. (ред.). Москва: Недра, 1988. 253 с.
- Хмарский Н.З. Петрографическая характеристика миоценовых углей Закарпаття и некоторые вопросы их генезиса. *Науч. зап. Днепрпетр. ун-та*. 1960. Вып. 59. С. 163–172.
- Шевчук В.В., Василенко А.Ю. Новая схема геодинамического контроля неогенового магматизма Закарпаття. *Вісн. ОНУ. Сер. Геогр. та геол. науки*. 2014. Т. 19, вип. 4. С. 284–292.
- Щерба О.С., Попп І.Т., Радковець Н.Я. Палеоокеанографічні ситуації седиментації в Закарпатському неогеновому басейні. *Зб. наук. пр. Ін-ту геол. наук НАН України*. 2008. Вип. 1. С. 199–203.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочной толще. Москва-Берлин: Директ-Медиа, 2015. 724 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Токсичные элементы-примеси в ископаемых углях. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 650 с.
- Csontos L., Vörös A. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. No. 1 (210). P. 1–56. <http://dx.doi.org/10.1016%2Fj.palaeo.2004.02.033>
- Dai S., Ward C.R., Graham I.T., French D., Hower J.C., Zhao L., Wang X. Altered volcanic ashes in coal and coal bearing sequences: a review of their nature and significance. *Earth Science Reviews*. 2017. Vol. 175. P. 44–74. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.10.005>
- Diessel C.F.K. The correlation between coal facies and depositional environments. In: *Advances in the study of the Sydney Basin (Proc. 20th. Symp.)*. Newcastle: Univ. Newcastle, 1986. P. 19–22.
- Elston D.P., Lantos H., Hamor T. High Resolution Polarity Records and the Stratigraphic and Magnetostratigraphic Correlation of Late Miocene and Pliocene (Pannonian, s.l.) Deposits of Hungary. In: Teleki P.G., Mattick R.E. Kókai J. (Eds.), *Basin analysis in petroleum exploration*. Dordrecht: Kluwer Academic, 1994. P. 111–142.
- Gordienko V.V. Thermal processes, geodynamics, mineral deposit, 2017. URL: <https://ivangord2000.wixsite.com/tectonos> (Дата звернення 31.08.2023)
- Gozhyk P., Semenenko V., Andreeva-Grigorovich A., Maslun N. The correlation of the Neogene of Central and Eastern Paratethys segments of Ukraine with the International Stratigraphic Chart based on planktonic microfossils. *Geologica Carpathica*. 2015. Vol. 66 (3). P. 235–244. <https://doi.org/10.1515/geoca-2015-0022>
- Hamor-Vido M. Reconstruction of peat-forming environments on Miocene brown coal sequences (North Hungary). *Acta Geologica Hungarica*. 1992, Vol. 35 (2). P. 165–175.
- Hamor-Vido M. Historical review of Hungarian coal facies models. In: Hamor-Vido M. (Ed.), *Commission II Coal Facies Working Group White Paper. Spec. Publ. of the International Committee for Coal and Organic Petrology*. 50th ICCP Meeting, 21–26. Sept. 1998, Porto, Portugal, 1998. P. 22–27.
- Hámor G., Áron J., Kovács S., Nagymarosy A., Szederkényi T. Genesis and Evolution of the Pannonian Basin. In: *Geology of Hungary*. Springer: Berlin Heidelberg, 2013. P. 149–200. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-21910-8>

- Horváth F., Musitz B., Balázs A., Végő A., Uhrin A., Nádor A., Koroknai B., Pap N., Tóth T., Wórum G. Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. *Geothermics*. 2015. Vol. 53. P. 328–352. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009>
- Kovács I., Csontos L., Szabó C., Bali E., Falus G., Benedek K., Zajacz Z. Paleogene - early Miocene igneous rocks and geodynamics of the Alpine-Carpathian-Pannonian-Dinaric region: An integrated approach. In: Beccaluva L., Bianchini G., Wilson M. (Eds.), *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area*. Geological Society of America Special Paper. 2007. Vol. 418. P. 93–112. <https://doi.org/10.1130/SPE418>
- Landis E.R., Rohrbacher T.J., Gluskoter H.J., Fodor B., Gombar G. Quality of selected Hungarian coals. *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2006-5289*. 2007. 107 p.
- Nagy E. A matraaljai felsopannonian kori barnakoszen palinologiai orzsgalata. *Magyar Állami Földtani Intézet évkönyve*. XLVII. Kotet 1. Budapest: Muszaki Könyvkiadó, 1958. 353 p.
- Palfalvy I., Rakosi L. A visontai lignittelepes összlet növénymaradványai. *Magyar állami földtani intézet évi Jelentése*. 1977. P. 47–66.
- Seghedi I., Downes H., Szakacs A., Mason P.R.D., Thirlwall M.F., Rosu E., Pecskey Z., Marton E., Panaiotu C. Neogene Quaternary Magmatism and Geodynamics in the Carpathian-Pannonian Region: A Synthesis. *Lithos*, 2004. Vol. 72. P. 117–146. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2003.08.006>
- Sen S. Review on coal petrographic indices and models and their applicability in paleoenvironmental interpretation. *Geosciences Journal*. 2016. Vol. 20 (5). P. 719–729. <https://doi.org/10.1007/s12303-015-0046-x>
- Syabryai S. Floristic characters of the Upper coal bearing formation in the Transcarpatians. *European Coal Geology and Technology. Geol. Society Spec. Publication*. 1997. No. 125. P. 229–236.
- Tewalt S.J., Belkin H.E., Sanfilipo J.R., Merrill M., Palmer C.A., Warwick P.D., Karlsen A.W., Finkelman R.B., Park A.J. Chemical analyses in the World Coal Quality Inventory. Version 1. *U.S. Geological Survey Open-File Report 2010-1196*. 2010. 7 p.
- Uhrin A., Sztanó O. Reconstruction of Pliocene fluvial channels feeding Lake Pannon (Gödöllő Hills, Hungary). *Geologica Carpathica*. 2007. Vol. 58 (3). P. 291–300.
- Zalányi B. Évaluation stratigraphique des faunes d'Ostracodes. *Rapp. annuel de l'Inst. Géologique de Hongrie sur l'année 1953*. Partie II, 1955. P. 503–528.

Надійшла до редакції 25.05.2023

Прийнята 04.09.2023

## REFERENCES

- Andreyeva-Grygorovych A., Ponomaryova L., Prykhodko M., Semenenko V. 2009. Stratigraphy of Neogene deposits of the Transcarpathian Foredeep. *Geology and Geochemistry of Combustible Minerals*, 147 (2): 58–70 (in Ukrainian).
- Bogdanova M.V. 1968. Regularities in the alteration of brown coals in the Ukraine in the course of coalification. In: *Issues of the Metamorphism of Coals and Epigenesis of Host Coals*. Leningrad: Nauka, pp. 25–36 (in Russian).
- Bogdanova M.V. 1975. Dependence of brown coals chemical properties on coal-forming factors. In: *Metamorphism of coals and epigenesis of host rocks*. Moscow: Nedra, pp. 29–39 (in Russian).
- Burov V.S., Sheremeta V.G. 1959. Upper Pliocene formations of the Soviet Transcarpathia. *News of high schools. Geology and Exploration*, 7: 50–59 (in Russian).
- Csontos L., Vörös A. 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210 (1): 1–56. <http://dx.doi.org/10.1016%2Fj.palaeo.2004.02.033>
- Dai S., Ward C.R., Graham I.T., French D., Hower J.C., Zhao L., Wang X. 2017. Altered volcanic ashes in coal and coal bearing sequences: a review of their nature and significance. *Earth Science Reviews*, 175: 44–74. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.10.005>
- Diessel C.F.K. 1986. The correlation between coal facies and depositional environments. In: *Advances in the study of the Sydney Basin (Proc. 20th. Symp.)*. Newcastle: Univ. Newcastle, pp. 19–22.
- Egorov A.I. 1985. Coal-bearing and combustible shale formations of the European part of the USSR. Rostov-on-Don: Publishing House of the Rostov State University (in Russian).
- Elston D.P., Lantos H., Hamor T. 1994. High Resolution Polarity Records and the Stratigraphic and Magnetostratigraphic Correlation of Late Miocene and Pliocene (Pannonian, s.l.) Deposits of Hungary. In: Teleki P.G., Mattick R.E. Kókai J. (Eds.), *Basin analysis in petroleum exploration*. Dordrecht: Kluwer Academic, pp. 111–142.
- Gordienko V.V. 2017. Thermal processes, geodynamics, mineral deposits. <https://ivangord2000.wixsite.com/tectonos> (Accessed 31.08.2023).
- Gozhyk P., Semenenko V., Andreeva-Grigorovich A., Maslun N. 2015. The correlation of the Neogene of Central and Eastern Paratethys segments of Ukraine with the International Stratigraphic Chart based on planktonic microfossils. *Geologica Carpathica*, 66 (3): 235–244. <https://doi.org/10.1515/geoca-2015-0022>
- Hámor G., Áron J., Kovács S., Nagymarosy A., Szederkényi T. 2013. Genesis and Evolution of the Pannonian Basin. In: *Geology of Hungary*. Springer: Berlin Heidelberg, pp. 149–200. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-21910-8>

- Hamor-Vido M. 1992. Reconstruction of peat-forming environments on Miocene brown coal sequences (North Hungary). *Acta Geologica Hungarica*, 2 (35): 165–175.
- Hamor-Vido M. 1998. Historical review of Hungarian coal facies models. In: Hamor-Vido M. (ed.), *Commission II Coal Fades Working Group White Paper. Spec. Publ. of the International Committee for Coal and Organic Petrology*. 50th ICCP Meeting, 21–26. Sept. 1998, Porto, Portugal, pp. 22–27.
- Hlevaska A.M. 2000. Magnetostratigraphy, geochronology and some features of the Neogene magmatism of the Ukrainian Carpathians. In: *Geological Science and Education in Ukraine on the Threshold of Millennium: State, Problems, Perspectives. On the occasion of the 55th anniversary of the Faculty of Geology of the Lviv National University: Materials of the scientific conference*. Lviv, p. 14 (in Ukrainian).
- Horváth F., Musitz B., Balázs A., Végő A., Uhrin A., Nádor A., Koroknai B., Pap N., Tóth T., Wórum G. 2015. Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. *Geothermics*, 53: 328–352. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009>
- Ilyinskaya I.A. 1968. Neogene flora of the Transcarpathian region of the Ukrainian SSR. Leningrad: Nauka (in Russian).
- Ivanova A.V. 2016. Genesis and evolution of high-chlorine coals of Ukraine and use problems, Abstracts of DSc (Geol.-Miner.) Dissertation. Kyiv: Publishing House of Institute of Geological Sciences (in Ukrainian).
- Ivanova A.V., Zaitseva L.B. 2005. Conditions of Neogene peat accumulation in the Transcarpathian depression and the Pannonian massif. *Geologičnij žurnal*, 1 (311): 82–88 (in Ukrainian).
- Ivanova A.V., Zaitseva L.B. 2022. Volcanism as an important factor in the formation of the material-petrographic composition of coals. In: *Geological structure and mineral deposits of Ukraine*, All-Ukrainian Scientific Conference Abstract. Kyiv, pp. 255–259 (in Ukrainian).
- Ivanova A.V., Zaitseva L.B., Hamor-Vido M., Papai L. 2004. Coal quality as an indicator of peat accumulation conditions (on the example of Ilyntsia and Vishonta deposits). *Geologičnij žurnal*, 3 (309): 46–51 (in Ukrainian).
- Khmarsky N.Z. 1960. Petrographic characterisation of the Miocene coals of Transcarpathia and some questions of their genesis. *Scientific notes of Dnepropetrovsk University*, 59: 163–172 (in Russian).
- Kovács I., Csontos L., Szabó C., Bali E., Falus G., Benedek K., Zajacz Z. 2007. Paleogene - early Miocene igneous rocks and geodynamics of the Alpine-Carpathian-Pannonian-Dinaric region: An integrated approach. In: Beccaluva L., Bianchini G., Wilson M. (Eds.), *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area*. Geological Society of America Special Paper, 418: 93–112. <https://doi.org/10.1130/SPE418>
- Kruglov S.S., Smirnov S.E., Spitkovskaya S.M., Filshtinsky L.E., Khizhnyakov A.V. 1985. Geodynamics of the Carpathians. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Kutas P., Majcin D. 2014. Geothermal conditions of volcanism zones in Transcarpathian depression. *Bulletin of the Taras Shevchenko Nat. Univ. of Kyiv. Geology*, 66 (3): 39–43 (in Russian).
- Landis E.R., Rohrbacher T.J., Gluskoter H.J., Fodor B., Gombar G. 2007. Quality of selected Hungarian coals. *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2006-5289*.
- Mykyta M.M. 2014. Characteristics of volcanic complexes in Transcarpathia. *Physical Geography and Geomorphology*, 76 (4): 26–34 (in Ukrainian).
- Nagy E. 1958. A matraaljai felsopannonian kori barnakoszen palinologiai orzsgalata. *Magyar Állami Földtani Intézet évkönyve*. XLYII. Kotet 1. Budapest: Muszaki Könyvkiadó. (in Hungarian).
- Oswald D., Seles L., Kish J., Radoc D., Makrai L., Nemedi-Varga Z., Falush G. 1984. Coal basins and deposits of the Hungarian People's Republic. Coal basins and deposits of the CMEA member countries and the SFRY. Moscow: CMEA Secretariat, pp. 162–193 (in Russian).
- Palfalvy I., Rakosi L. 1977. A visontai lignittelepes öszlet növénymaradványai. *Magyar állami földtani intézet évi Jelentese*. pp. 47–66 (in Hungarian).
- Prykhodko M.G., Zhabina N.M., Bogdanova M.I. 2020. Vygorlat-Gutin volcanic ridge of Transcarpathian Inner Deep (modern aspect). *Geologičnij žurnal*, 1 (370): 34–46. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2020.1.196976> (in Ukrainian).
- Rybakova N.O. 1980. State of palynological knowledge of Neogene deposits in the Transcarpathian region of the Ukrainian SSR. In: *Paleontological research in Ukraine*. Kyiv: Naukova Dumka, pp. 298–309 (in Russian).
- Seghedi I., Downes H., Szakacs A., Mason P.R.D., Thirlwall M.F., Rosu E., Pecskay Z., Marton E., Panaiotu C. 2004. Neogene Quaternary Magmatism and Geodynamics in the Carpathian-Pannonian Region: A Synthesis. *Lithos*, 72: 117–146. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2003.08.006>
- Sen S. 2016. Review on coal petrographic indices and models and their applicability in paleoenvironmental interpretation. *Geosciences Journal*, 20: 719–729. <https://doi.org/10.1007/s12303-015-0046-x>
- Shcherba O.S., Popp I.T., Radkovets N.Y. 2008. Paleoceanographical conditions of sedimentation in the Transcarpathian Neogene basin. *Collection of Scientific Works of the Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine*, 1: 199–203 (in Ukrainian).
- Shevchuk V.V., Vasylenko A.U. 2014. The new geodynamic control scheme of the Neogene Volcanism in Transcarpathia. *Odesa National University herald. Geography and Geology*, 19 (4): 284–292 (in Russian).
- Smirnov B.I. 1969. Peculiarities of accessory microelements accumulation by coals of the Ilnitsa deposit. *Geology and geochemistry of fossil fuels*, 18: 71–76 (in Russian).

- Stupka O., Lyashkevich Z., Ponomaryova L., Hnylko O., Bratus L., Stupka Ok., Lemishko O., Kulyanda M., Romaniv R., Ternavskiy M., Popova L. 2006. Evolution of the Ukrainian Carpathians and adjacent regions from regional geodynamics positions. *Geology and geochemistry of fossil fuels*, 3–4: 58–75 (in Ukrainian).
- Syabryai S. 1997. Floristic characters of the Upper coal bearing formation in the Transcarpathians. *European Coal Geology and Technology. Geol. Society Spec. Publication*, 125: 229–236.
- Syabryai V.T., Syabryai S.V., Dyomenko D.P. 1969. Opals of the Transcarpathian coal-bearing area, genetically related to brown coal deposits. *Geologičnij žurnal*, 29, 6 (129): 64–84 (in Ukrainian).
- Syabryai V.T., Yemets T.P., Yefimov V.M. 1966. Substance and petrographic composition of the coal of the upper brown coal formation of the Ilnytsa deposit in Transcarpathia. *Geologičnij žurnal*, 26, 6 (111): 38–48 (in Ukrainian).
- Syabryay S.V. 1967. Palynological study of brown coal of Ilnytsia deposit in Transcarpathia. *Ukrainian Botanical Journal*, 24 (4): 8–91 (in Ukrainian).
- Syabryay S.V., Ivanova A.V., Zaitseva L.B. 2011. Comparative characteristics of coals from the Upper Pliocene deposits of Ukraine and Hungary and depositional environments. *Tectonics and stratigraphy*, 38: 78–84 (in Russian).
- Syabryay V.T., Levitsky B.P., Syabryay S.V., Yemets T.P. 1969. Material and spore-pollen composition of coal-bearing formations of the geosynclinal part of the Ukrainian SSR. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Tectonics of Ukraine. 1988. Kruglov S.S., Tsytko A.K. (Eds.). Moscow: Nedra (in Russian).
- Tewalt S.J., Belkin H.E., Sanfilipo J.R., Merrill M., Palmer C.A., Warwick P.D., Karlsen A.W., Finkelman R.B., Park A.J. 2010. Chemical analyses in the World Coal Quality Inventory. Version 1. *U.S. Geological Survey Open-File Report 2010-1196*.
- Uhrin A., Sztanó O. 2007. Reconstruction of Pliocene fluvial channels feeding Lake Pannon (Gödöllő Hills, Hungary). *Geologica Carpathica*, 58 (3): 291–300.
- Vadas E. 1964. The geology of Hungary. Moscow: Mir (in Russian).
- Valts I.E. 1968. Primary and diagenetic alterations of the microtexture of plant material at the peat and brown coal stages. In: *Problems of the Metamorphism of Coals and Epigenesis of Host Coals*, Ivanov, G.A. and Pogrebitskii, E.O. (Eds.). Leningrad: Nauka, pp. 15–25 (in Russian).
- Valts I.E. 1975. Petrographic features of peat and brown coal. In: *Metamorphism of Coals and Epigenesis of Host Rocks*. Moscow: Nedra, pp. 17–29 (in Russian).
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. 2005. Toxic impurity elements in fossil coals. Yekaterinburg: Urals Branch of the Russian Academy of Sciences (in Russian).
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. 2015. Geochemical and mineralogical indicators of volcanogenic products in sedimentary strata. Moscow-Berlin: Direct media (in Russian).
- Zaitseva L.B., Ivanova A.V., Hamor-Vido M. 2004. Comparative characteristic of petrographic composition of brown coals from the Neogene coal-bearing formation of Ukraine and Hungary (after the example of Ilnytsa and Vishonta coal-fields). *Geologičnij žurnal*, 2 (308): 73–79 (in Ukrainian).
- Zalányi B. 1955. Évaluation stratigraphique des faunes d'Ostracodes. *Rapp. annuel de l'Inst. Géologique de Hongrie sur l'année 1953*, Partie II: 503–528.

Received 25.05.2023

Accepted 04.09.2023

## Volcanism as an important factor in the formation of the material-petrographic composition of coal

A.V. Ivanova, L.B. Zaitseva

Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine

E-mail: ariadna.vivanova@gmail.com

A comparative description of the geological conditions of the formation of the Neogene coal deposits of the Pannonian Basin (Hungary) and the Transcarpathian Depression (Ukraine) is given on the example of the Visonta and Ilnytsia coal deposits. The aim of the study was to determine the role of volcanism in the formation of the petrographic composition, qualitative indicators and geochemical characteristics of the coal of the Ilnytsia deposit. For the first time, a comparative analysis of the conditions of formation and occurrence of coal seams, qualitative composition and geochemical characteristics of coal deposits located in the Pannonian Basin and the Transcarpathian Depression was carried out with regard to the role of volcanism in the formation of their material and petrographic composition. The scientific novelty of the obtained results lies in the substantiation of the connection between the facts of the increased content of sodium oxide and the specific nature of the geochemical composition of rare elements in the Ilnytsa brown coal with the volcanic processes that occurred simultaneously with the peat accumulation. The study of the geological conditions of formation and the material and petrographic composition of coal of the same age from two deposits showed that with practically the same degree of coalification and similar facies conditions of formation, there is a noticeable difference in the conditions of occurrence and characteristics of coal. The Ilnytsia deposit is characterized by the alternation of coal seams and

coal beds with tuffaceous material. The peculiarity of the Ilnytsia coal is the lower content of components of the huminite group and better preservation of their structure, the presence of mineral impurities of tuffogenic material and opals in the composition, higher ash content with less watering of the peatland, increased content of sodium oxide, different nature of geochemical composition of rare and scattered elements. This indicates that one of the factors of differences between the studied coals is volcanism, which manifested itself in the Ilnytsia deposit synchronously with peat accumulation.

**Keywords:** *volcanism; peat accumulation; brown coal; microcomponents; pyroclastics.*



<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.281067>  
УДК 551:763.563.12 (477.2)

## Стратиграфія верхньокрейдових відкладів з океанічними червоноколірними верствами (CORBs), Українські Карпати

С.Р. Гнилко<sup>1\*</sup>, О.М. Гнилко<sup>1</sup>, І.С. Супрун<sup>2</sup>, К.О. Наварівська<sup>1,3</sup>, Л.В. Генералова<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна  
E-mail: s.hnylko@yahoo.com; ohnilko@yahoo.com

<sup>2</sup> Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна  
E-mail: suprun\_is@ukr.net

<sup>3</sup> Львівський національний університет ім. Івана Франка, Львів, Україна  
E-mail: navarivska@gmail.com; larisa.generalova.geo@gmail.com

\*Автор для кореспонденції

В Українських Карпатах розвинені крейдові відклади, що містять червоні океанічні пелагічні верстви (англ. CORBs – Cretaceous Oceanic Red Beds). У внутрішніх Карпатах CORBs представлені мергелистими породами пухівської світи турону–маастрихту та відмічені у верхній частині (верхня частина нижнього сеноману–верхній сеноман) тисальської світи. У зовнішніх Карпатах CORBs представлені: голятинською товщею турону–палеоцену (Субсілезький покрив); нижньою ловецькою підсвітою турону–коньяку (Дуклянський, Чорногорський, Свидовецький та Красношорський покриви); мергелями верхнього сеноману–турону сухівської світи (Буркутський покрив). Прошарки CORBs трапляються в інтервалі верхів верхнього альбу–нижнього сеноману сухівської світи та у верхньоюловецькій підсвіті сантону.

Відповідно до МСШ уточнено вік та обсяги встановлених А.М. Романів наноzone. Виділені наноzone *Eiffellithus turrisseiffeli*; *Gartnerago obliquum*; *Eiffellithus eximius-Marthasterites furcatus*; *Micula staurophora-Tetralithus obscurus*- *Broinsonia parca*; *Tetralithus aculeus*; *Tetralithus? trifidus*; *Nephrolithus frequens* зіставлені в діапазоні BC27/UC0 (верхній альб–нижній сеноман) – UC20 (верхній маастрихт) у відповідності до першої появи зональних видів за шкалою верхньої крейди Бореальної і Тетичної провінцій Дж. Барнет.

Біозональну схему верхньокрейдових відкладів Українських Карпат за планктонними форамініферами Н.І. Маслакової уточнено і зіставлено з МСШ. В досліджених відкладах виділяються: в сеномані – верстви з *Thalmaninella globotruncanoides*, зони *Thalmaninella reicheli* і *Rotalipora cushmani*; в туроні – зона *Helvetoglobotruncana helvetica*, комплекс з *Marginotruncana schneegansi*, *Marginotruncana sigali*, *Marginotruncana renzi*; в інтервалі покривля турону–маастрихт – зони *Dicarinella concavata*, *Contusotruncana fornicata*, *Globotruncanita elevata*, *Contusotruncana morozovae*, *Globotruncanita stuarti*, *Abathomphalus mayaroensis*.

Відповідно до зональних схем за бентосними форамініферами Б. Ольшевської (Польські Карпати) і Л.Д. Пономарьової в досліджених відкладах в інтервалі турон–палеоцен виділяються зони: *Uvigerinammina jankoi*; *Spiroplectinella costata*; *Caudammina gigantea*; *Rzehakina inclusa*; *Rzehakina fissistomata*.

Нижня межа відносно потужних CORBs Українських Карпат корелюється з межею сеноману і турону, а окремі червоноколірні прошарки відмічено в інтервалі верхній альб–нижній сеноман.

**Ключові слова:** Українські Карпати; верхня крейда; червоноколірні відклади; біостратиграфія; форамініфери; нанопланктон.

Цитування: Гнилко С.Р., Гнилко О.М., Супрун І.С., Наварівська К.О., Генералова Л.В. Стратиграфія верхньокрейдових відкладів з океанічними червоноколірними верствами (CORBs), Українські Карпати. *Геологічний журнал*. 2023. № 3 (384). С. 79–107. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.281067>

Citation: Hnylko S.R., Hnylko O.M., Suprun I.S., Navarivska K.O., Heneralova L.V. 2023. Stratigraphy of the Upper Cretaceous sediments with oceanic red beds (CORBs), Ukrainian Carpathian. *Geologičnij žurnal*, 3 (384): 79–107. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.281067>

© Видавець Інститут геологічних наук НАН України, 2023. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

© Publisher Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, 2023. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

## 1. Вступ

У відкладах сучасних і давніх океанічних басейнів, зокрема і багатьох орогенів Світу, в тому числі і Карпат, розвинені відклади, які або різко збіднені органічною речовиною (червоні аргіліти, мергелі), або збагачені нею (чорні листуваті аргіліти чи чорні сланці). Останні можуть бути важливим джерелом вуглеводнів. Дослідники відмічають, що горизонти таких відкладів бувають поширені глобально, причому збіднені або збагачені органікою горизонти асоціюють між собою та закономірно змінюють одні одних по розрізу (Hu et al., 2005, 2009; Wang et al., 2011 та ін.). Це пов'язується зі змінами клімату – у теплі періоди атмосфера містить значну кількість CO<sub>2</sub>, проявляється парниковий ефект, значно зменшується чи зникає льодовикова шапка, що зумовлює нагрівання й опріснення поверхневих океанічних вод, стратифікацію океану та зменшення або і припинення циркуляції глибоководних збагачених киснем течій (Schlanger and Jenkyns, 1976; Melinte-Dobrinescu and Roban, 2011; Wang et al., 2011 та ін.). Відсутність кисню у придонних водах призводить до захоронення великої кількості органічного вуглецю та акумуляції його у чорносланцевих товщах – відбувається так звана «безкиснева подія» (англ. OAE – *Ocean Anoxic Event*). З цієї та деяких інших причин значна кількість вуглецю виводиться з гідро- та атмосфери, парниковий ефект зникає і настає похолодання. Відновлюється циркуляція холодних збагачених киснем глибоководних течій, органічний вуглець в придонних шарах окислюється і відбувається накопичення червоноколірних пелагічних відкладів, збагачених окисним залізом (Wang et al., 2011; Hu et al., 2012 та ін.). Цей процес, який в природі ускладнений ще багатьма факторами, в тому числі регіонального, вулканічного і тектонічного характеру, може повторюватись знову і знову. Значна кількість безкисневих подій приурочена до крейдового періоду, в ньому ж дослідниками виділена і визначна глобальна подія накопичення червоних океанічних пелагічних верств (англ. CORBs – *Cretaceous Oceanic Red Beds*) (Hu et al., 2005, 2009 та ін.). Необхідність різнобічного вивчення цієї події зумовлена перш за все їх зв'язком з формуванням родовищ корисних копалин та актуальною потребою пізнання особливостей змін клімату. CORBs широко

висвітлюються в літературі (Schlanger and Jenkyns, 1976; Hu et al., 2009, 2012; Wang et al., 2011 та ін.), в тому числі присвяченій Тетисній області (Hu et al., 2005 та ін.), зокрема і Карпатам (Bağ and Bağ, 2000; Skupien et al., 2009; Melinte-Dobrinescu and Roban, 2011 та ін.).

В Українських Карпатах CORBs приурочені переважно до верхньої крейди. Палеобати-метричні дослідження на підставі седиментологічних і мікропалеонтологічних даних вказали на глибоководні (батиальні – абісальні) умови басейну седиментації крейдових відкладів Українських Карпат, в тому числі червоно-і строкатоколірних верств (Гнилко та ін., 2015, 2020, 2022; Гнилко и др., 2015).

Стратиграфію та фауну крейдових відкладів Українських Карпат, що вмщують червоні мергелі й аргіліти (CORBs), вивчало багато геологів. У другій половині XIX ст. такі дослідження проводили М. Вацек, Й. Гжибовський, Г. Запалович, К. Пауль, Є. Тітце, в першій половині XX ст. – Д. Андрусов, Г. Вейн, Б. Кокошинська, А. Матейка, З. Паздро, В. Роголя, Б. Свідерський, Г. Свидзинський, З. Суйковський, Г. Тейссейре (див. Вялов и др., 1988 та посилання там само), у другій половині XX ст. – О.С. Вялов, А.С. Андреева-Григорович, М.А. Беер, С.П. Гавура, В.В. Глушко, Т.Н. Горбачик, Н.В. Дабаган, В.В. Даниш, Г.Д. Досін, М.М. Іванік, С.С. Круглов, Я.О. Кульчицький, Р.Й. Лещух, П.О. Лозиняк, О.В. Максимов, Н.І. Маслакова, Н.В. Маслун, В.М. Муратов, О.В. Мятлюк, Л.Д. Пономарьова А.М. Романів, В.І. Славін, С.Є. Смірнов, В.Г. Чернов, а також багато інших дослідників (див. Глушко, Круглов, 1971; Вялов и др., 1988 та посилання там само).

В результаті багаторічних досліджень була складена «Регіональна стратиграфічна схема крейдових відкладів Українських Карпат» та пояснювальна записка до неї (Вялов и др., 1989), яка по сьогодні залишається основою для стратиграфічних побудов регіону. Була розроблена уніфікована стратиграфічна схема (Стратиграфические..., 1993), яка використовувалась при складанні Карпатської серії аркушів Держгеолкарти-200. В уніфікованій схемі усі крейдові червоноколірні відклади Зовнішніх Карпат були об'єднані в одну світу (поркулецьку), що «стирає» деякі латеральні літофаціальні відмінності цих відкладів і, відповідно, затруднює виявлення особливостей умов формування CORBs у різних частинах Карпат.

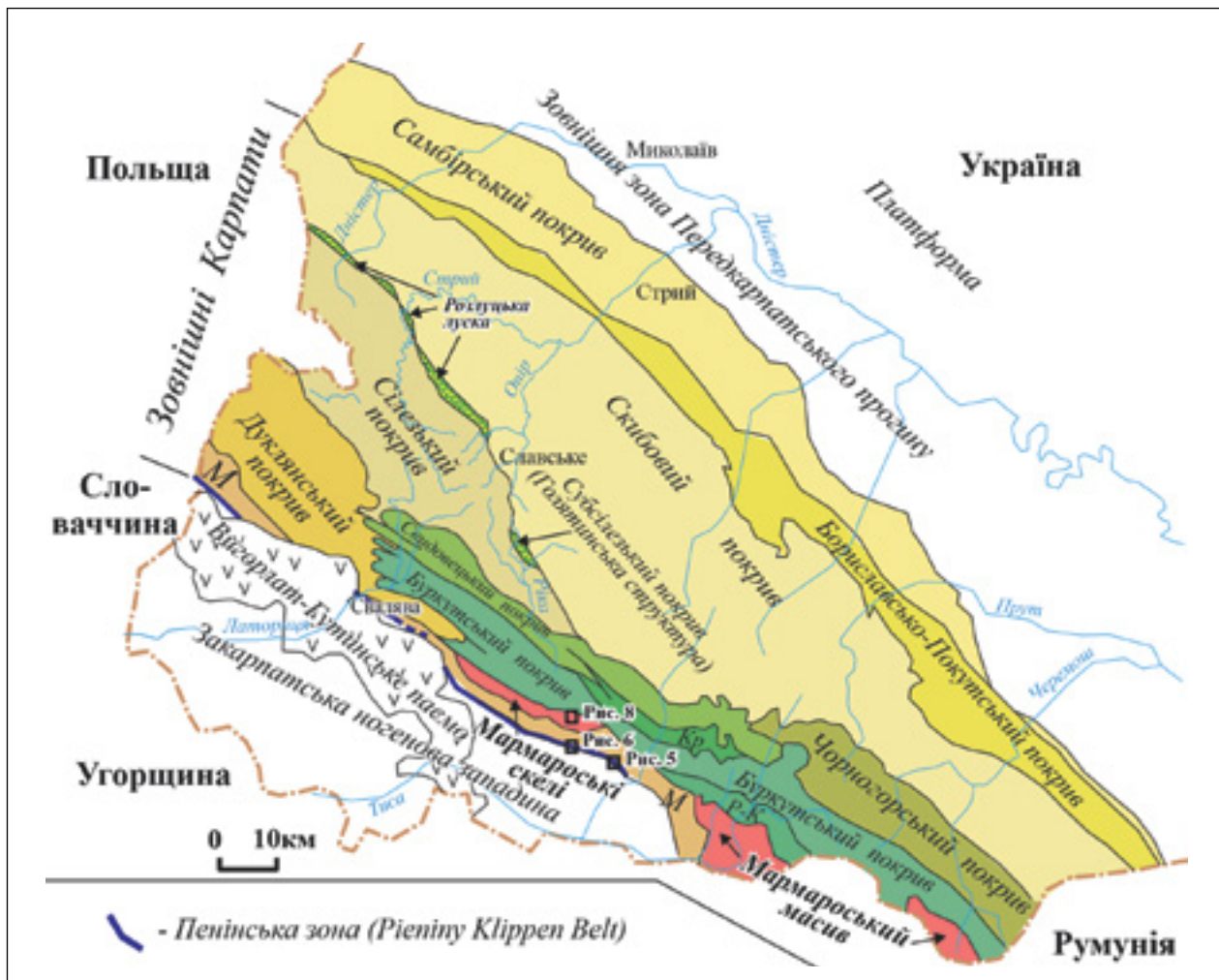
У стратиграфічній схемі (Вялов и др., 1989) регіональні стратиграфічні підрозділи, горизонти верхньої крейди обґрунтовано за планктонними форамініферами: верхи тисальського горизонту (сеноман) і пухівський горизонт (турон–маастрихт) характеризують лони, яловецький (сеноман–коньяк) і стрийський (сантон–даній) горизонти – верстви з форамініферами (рис. 1). У схемі також наведені характерні комплекси форамініфер, нанопланктону, диноцист, молюсків і радіолярій (Вялов и др.,

1989). Виділені у ранзі лон і верств з фауною підрозділи за планктонними форамініферами та їхня кореляція з ярусами Міжнародної стратиграфічної шкали (МСШ) (Вялов и др., 1989) без змін увійшли до уніфікованої стратиграфічної схеми (Стратиграфические..., 1993). При цьому, на відміну від попередньої схеми (Вялов и др., 1989), у схемі (Стратиграфические..., 1993) відсутні характерні комплекси нанопланктону, диноцист, молюсків і радіолярій, а також змінено поділ на горизонти.

О.С. Вялов та ін. (1989)				Н.І. Маслакова (1978)		М.М. Іванік та ін. (Стратиграфія..., 2013)					
Загальна стратиграфічна шкала		Верхньокрейдові відклади Українських Карпат		Українські Карпати, Крим, Кавказ		Верхньокрейдові відклади Українських Карпат					
Система		Регіональні стратиграфічні підрозділи		Регіональні стратиграфічні підрозділи		Регіональні стратиграфічні підрозділи					
Відділ	Ярус	Горизонт	Планктонні форамініфери лони	Горизонт	Форамініфери верстви з ...	Планктонні форамініфери зони	Регіо-ярус				
КРЕЙДОВА	Верхній	Маастрихтський	<i>Abathomphalus mayaroensis</i>	Стрийський	<i>Globotruncana stuarti</i> , <i>Pseudotextularia varians</i>	<i>Abathomphalus mayaroensis</i>	Ярус				
			<i>Globotruncana stuarti</i>		<i>Globotruncana stuarti</i>						
		Кампанський	Пухівський	<i>Globotruncana arca</i>	Стрийський	<i>Globotruncana arca</i> , <i>Goesella carpathica</i>	<i>Globotruncana morozovae</i>	Ярус			
				<i>Globotruncana elevata</i>							
		Сантонський	Пухівський	<i>Globotruncana concavata</i>	Яловецький	<i>Globotruncana concavata</i>	<i>Globotruncana fomicata</i>	Ярус			
				<i>Globotruncana concavata</i>							
	Тисальський	Тисальський	Туронський	<i>Globotruncana angusticarinata</i>	Яловецький	<i>Globotruncana angusticarinata</i>	<i>Globotruncana primitiva</i>	Ярус			
				<i>Globotruncana lapparenti</i>		<i>Præglobotruncana stephani</i> , <i>Globotruncana lapparenti</i>	<i>Globotruncana lapparenti</i>				
			Сенманський	Тисальський	<i>Thalmaninella deeckei</i>	Яловецький	<i>Thalmaninella deeckei</i> , <i>Thalmaninella appenninica</i>		<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>	Ярус	
					<i>Thalmaninella appenninica</i>		<i>Rotalipora cushmani</i>				
	КРЕЙДОВА	Верхній	Маастрихтський	Пухівський	Стрийський	Стрийський	Ярус	Ярус			
									Кампанський	Пухівський	Стрийський
Сантонський											
									Тисальський	Тисальський	Яловецький
Сенманський											
									Сенманський	Тисальський	Яловецький

Рис. 1. Біостратиграфія верхньої крейди Українських Карпат за форамініферами, за даними попередніх дослідників (Вялов и др., 1989; Маслакова, 1978; Стратиграфическая..., 1993)

Fig. 1. Biostratigraphy of the Upper Cretaceous of the Ukrainian Carpathians based on foraminifera, according to previous researchers (Vialov et al., 1989; Maslakova, 1978; Stratigraphic..., 1993)



**Рис. 2** Тектонічна схема Українських Карпат (Гнилко, 2011, 2022, зі змінами) і положення рис. 5, 6 та 8 на ній. Літерами на схемі показано: М – Магурсько-Монастирецький покрив; Р-К – Рахівський і Кам'янопотіцький покрив; Кр – Красношорський покрив

**Fig. 2.** The tectonic scheme of the Ukrainian Carpathians (Hnylko, 2011, 2022, modified) and the position of Fig. 5, 6 and 8 on it. The letters on the scheme show: M – Magura-Monastyrets Nappe; P-K – Rakhiv and Kamyanyi Potik Nappe; Kp – Krasnoshora Nappe

У другій половині ХХ ст. у результаті досліджень збагачених планктонними форамініферами вапнистих відкладів верхньої крейди Українських Карпат, Криму і Кавказу було розроблено їх зональний поділ за цією мікрофауною (Маслакова, 1967, 1978) (див. рис. 1). Цей поділ було скорельовано зі стандартними на той час шкалами за планктонними форамініферами (Bolli, 1966; Hinte, 1972) та ярусами МСШ (див. табл. 4 в: Маслакова, 1978). В подальшому продовжилось вивчення крейдового нанопланктону Карпат (Романів, 1990, 1991; Романів, 1992; Романів, 1994, 1999) та було розроблено зональний поділ за бентосними форамініферами (Пономарьова, 2007).

В останній на сьогодні «Регіональній стратиграфічній схемі крейдових відкладів Українських Карпат» (Стратиграфія..., 2013) поділ на місцеві підрозділи (світи) відповідає схемі 1989 р. (Вялов и др., 1989), а регіональні стратиграфічні підрозділи охарактеризовано видами форамініфер (схема 11\_02 в: Стратиграфія..., 2013) (див. рис. 1).

Отже, станом на сьогодні залишаються актуальними виділення і кореляція біозональних підрозділів верхньої крейди Карпат за різними групами фауни (флори), а також уточнення віку і зіставлення червоноколірних відкладів, які входять до складу різних світ верхньої крейди.

Метою представленої роботи є доповнення та узагальнення геологічних і стратиграфічних даних про крейдові червоноколірні пелагічні відклади (CORBs) Українських Карпат на підставі аналізу літературних джерел і власних матеріалів, уточнення віку відкладів, які вмщують CORBs за форамініферами і нанопланктоном, доповнення існуючих біостратиграфічних підрозділів за форамініферами і нанопланктоном та обґрунтування їх кореляції з сучасними біохронологічними шкалами.

## 2. Геологічне положення і загальна характеристика CORBs

Українські Карпати є фрагментом Карпатської покривно-складчастої споруди, що, як й інші орогени, характеризується поперечною зональністю та розділяється на Внутрішні (Центральні) і Зовнішні (Флішеві) Карпати (рис. 2). Крейдові відклади з CORBs складають значну частину осадових утворень обох частин Карпат (Вялов и др., 1981, 1988; Круглов и др., 1985; Мацьків та ін., 2009; Гнилко, 2011).

Головними елементами Внутрішніх Карпат є кристалічні масиви (зокрема Мармароський), що складаються з доальпійських метаморфізованих утворень, перекритих слабо дислокованим пізньопалеозойсько-кайнозойським осадовим чохлам, до якого входять і CORBs (Вялов и др., Круглов и др., 1985; 1981; Мацьків та ін., 2009; Гнилко, 2011). Мармароська зона скель, яка розміщена на північно-західному продовженні Мармароського масиву, є зірваним з основи чохлам цього масиву і формує окремий Вежанський покрив (Гнилко, 2011, 2012).

Пенінська (Кліпова) зона відділяє Центральні Західні Карпати від Зовнішніх Карпат та від структур Центральних Східних Карпат. Вона складена юрськими, крейдовими (з CORBs) і палеогеновими сильно дислокованими (до меланжу) відкладами (Круглов и др., 1985; Мацьків та ін., 2009).

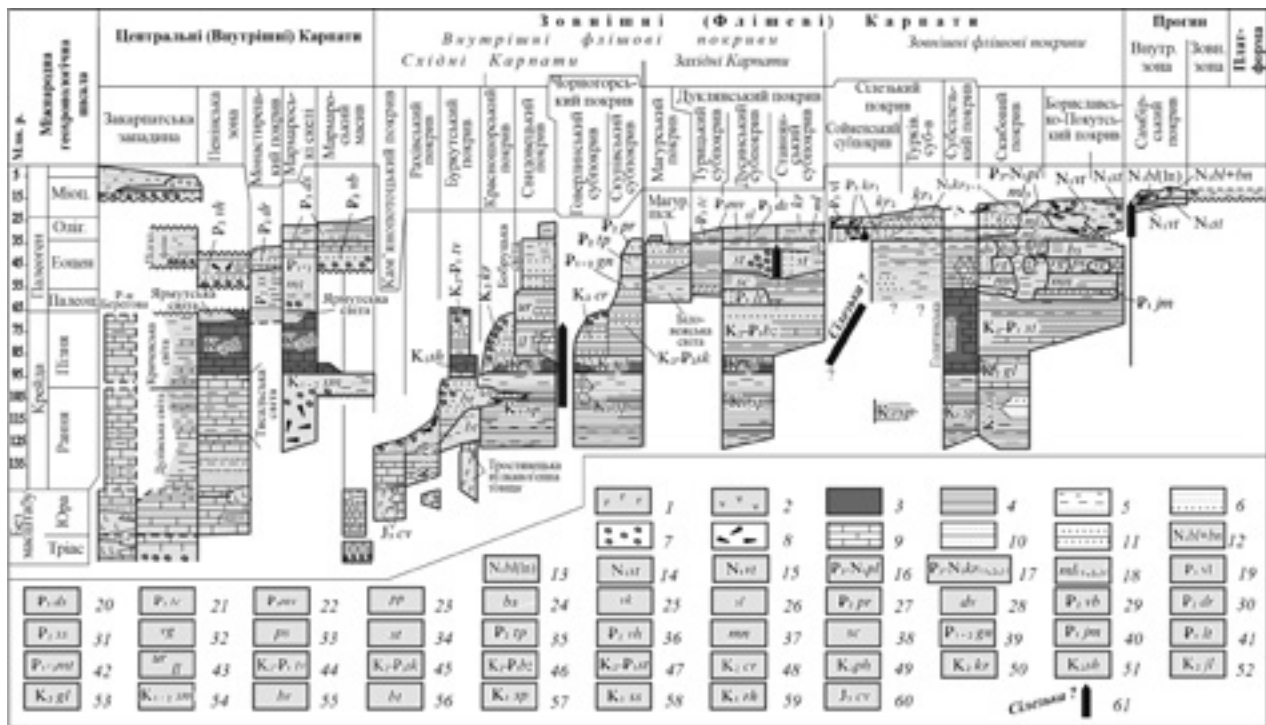
Зовнішні (Флішеві) Карпати складені рядом тектонічних покривів, заповнених дислокованим крейдово-міоценовим флішем і, частково, неогеновою моласою (рис. 2, 3) (Глушко, Круглов, 1971; Вялов и др., 1981; Круглов и др., 1985; Мацьків та ін., 2009; Гнилко, 2011, 2012). Фліш представлений переважно турбідитами, проте містить і пелагічні (з CORBs) відклади.

В розрізах відкладів як Внутрішніх, так і Зовнішніх Карпат поширені так звані «строкаті верстви» – тонке перешарування зелених та червоних аргілітів, рідше мергелів. Вони найбільшого розвитку набувають в пізній крейдо-еocenі, тоді як чорносланцеві утворення – в ранній крейді та олігоцені. Червоноколірні пелагічні відклади крейдового віку (CORBs) у Карпатах формують або самостійні глинисті і карбонатні товщі, або перешаровуються з турбідитами і подібними до них відкладами. Зауважимо, що пелагічна седиментація («частинка за частинкою» з водної товщі) є дуже повільною. При добрій аерації дна придонними збагаченими киснем течіями пелагічні осади часто збіднені органічною речовиною ( $C_{org}$ ) і забарвлені в червоний колір, оскільки органіка, що надходить на дно басейну, не перекривається новими порціями теригенного матеріалу і встигає повністю окислюватись. Червоний колір зумовлений переходом заліза, яке міститься в осаді, в окисні форми. І навпаки, при поганій аерації дна пелагіти збагачуються органікою, яка не тільки не окислюється, а і при повільній седиментації «не розбавляється» теригенним матеріалом. Такі відклади часто мають чорний колір.

В Україні у Внутрішніх Карпатах CORBs розвинені в Пенінській зоні та Мармароській зоні скель, де складають в основному пухівську світу турону–маастрихту. В Пенінській зоні прошарки рожевих мергелів відмічені і в тисальській світі апту–сеноману (див. рис. 3) (Вялов та ін., 1988). В літературі також відмічена наявність низів пухівської світи на Мармароському масиві (Чернов, 1966). У Зовнішніх Карпатах CORBs входять до складу яловецької світи сеноману–сантону, сухівської світи сеноману–коньяку та голятинської товщі турону–палеоцену (див. рис. 3) (Вялов и др., 1988; Гнилко, 2022).

## 3. Матеріали і методика робіт

У 2003–2006 та 2011 рр. із застосуванням седиментологічного і мікропалеонтологічного методів вивчали крейдові відклади в межах Чорногорського, Красношорського, Свидовецького, Субсілезького та Буркутського покривів, у 2013–2015 рр. – у межах Пенінської та Мармароської зон (Гнилко, Генералова, 2014; Гнилко та ін., 2015; Гнилко и др., 2015; Гнилко, 2022).



**Рис. 3.** Положення CORBs на літостратиграфічній схемі мезокайнозой Українських Карпат (Гнилко, 2011 зі змінами): 1 – мезозойські базальтоїди, піллоу-лави – фрагменти океанічної і субокеанічної кори; 2 – неогенові субдукційні (?) вулканіти; 3 – відклади, які вміщують CORBs; 4 – ранньокрейдові відклади з чорними збагаченими органікою глинистими сланцями; 5 – алевроліти, аргіліти, глини; 6 – пісковики, гравеліти; 7 – гравеліти, конгломерати; 8 – олістостроми; 9 – вапняки, мергелі; 10 – середньозернисті турбідити; 11 – грубозернисті турбідити, грейніти; 12–60 – *світи, підсвіти, верстви*: 12 – балицька та бережницька; 13 – ланчинська (олістострома в балицькій світі); 14 – стебницька; 15 – воротисьненська; 16 – поляницька; 17 – кросненська світа: нижня ( $kr_1$ ), середня ( $kr_2$ ) та верхня ( $kr_3$ ) підсвіти; 18 – менілітова світа: нижня ( $ml_1$ ), середня ( $ml_2$ ) та верхня ( $ml_3$ ) підсвіти; 19 – волосянківська олістострома; 20 – дусинська; 21 – турецька; 22 – маловиженська; 23 – попельська; 24 – бистрицька; 25 – вишківська; 26 – сольська; 27 – пародчинська; 28 – довжинська; 29 – великобанська; 30 – драгівська; 31 – сушманецька; 32 – вигодська; 33 – пасічнянська; 34 – ставнянська; 35 – топільчанська; 36 – вульхівчицька; 37 – манявська; 38 – стрічавська; 39 – гнилецька; 40 – ямненська; 41 – лютьська; 42 – метовська; 43 – лолінська та урдинська; 44 – тершовська; 45 – скупівська; 46 – березнянська; 47 – стрийська; 48 – чорногорська; 49 – пухівська; 50 – красношорська; 51 – сухівська; 52 – яловецька; 53 – головнинська; 54 – соймільська; 55 – буркутська; 56 – білотисенська; 57 – шипотська; 58 – спаська; 59 – рахівська; 60 – чивчинська; 61 – ймовірна локалізація підводних і надводних піднять (джерела екзотики, «кордільєри») у Карпатському флішевому седиментаційному басейні

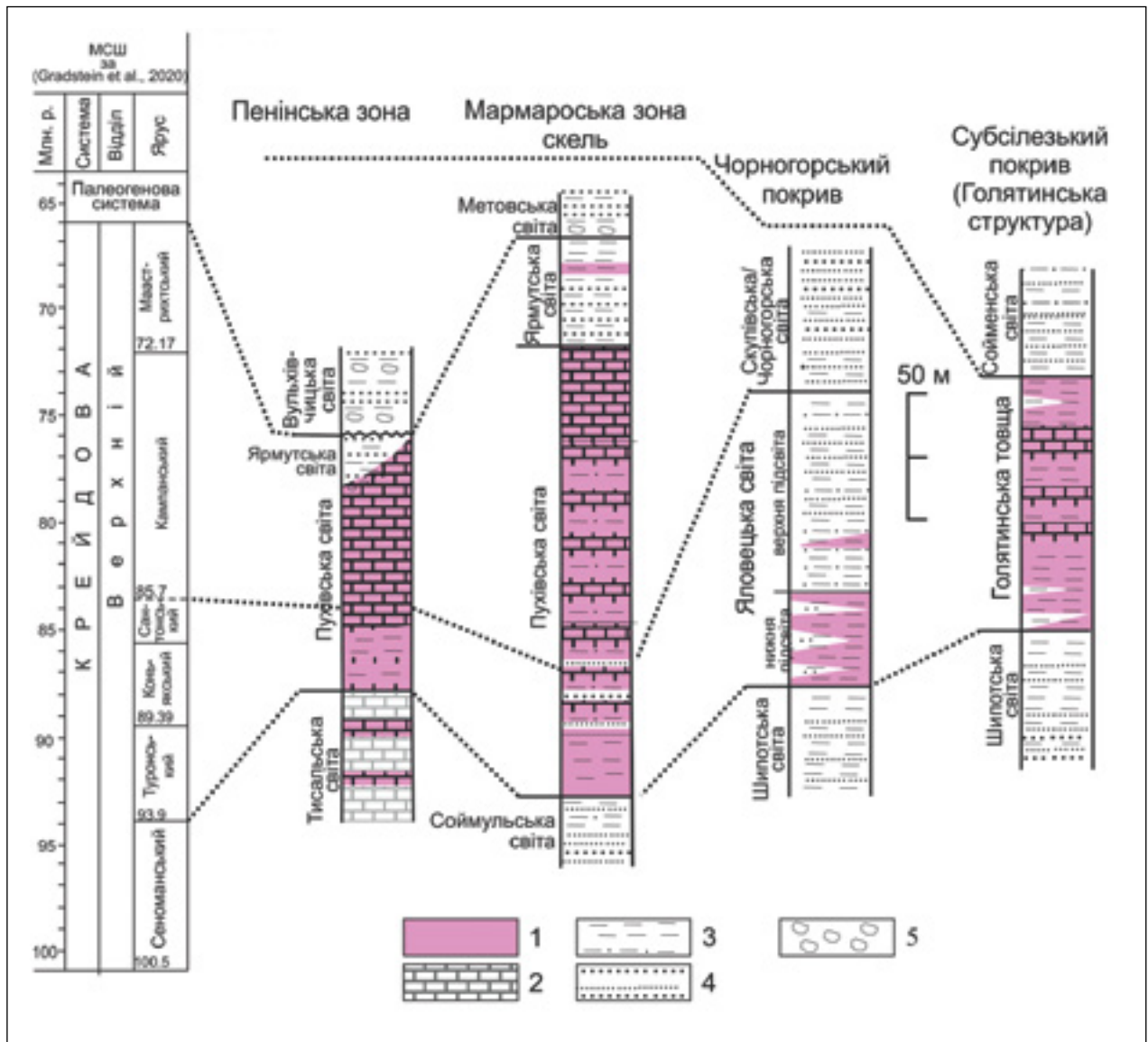
**Fig. 3.** The position of CORBs on the lithologic-stratigraphic scheme of the Mesozoic-Cenozoic of the Ukrainian Carpathians (Hnylko, 2011, modified): 1 – Mesozoic basalts, pillow lavas – fragments of oceanic and suboceanic crust; 2 – Neogene subduction (?) volcanics; 3 – deposits containing CORBs; 4 – Early Cretaceous sediments with black organic-enriched clay shales; 5 – siltstones, mudstones, clays; 6 – sandstones, gravelites; 7 – gravelites, conglomerates; 8 – olistostromes; 9 – limestones, marls; 10 – middle-grained turbidites; 11 – coarse-grained turbidites, grainites; 12–60 – *formations, members and beds*: 12 – Balych and Bereznytsa; 13 – Lanchyn (olistostrome in the Balych Formation); 14 – Stebnyk; 15 – Vorotyshcha; 16 – Polyanytsia; 17 – Krosno Formation: lower ( $kr_1$ ), middle ( $kr_2$ ) and upper ( $kr_3$ ) members; 18 – Menilite Formation: lower ( $ml_1$ ), middle ( $ml_2$ ) and upper ( $ml_3$ ) members; 19 – Volosyanka Olistostrome; 20 – Dusyno; 21 – Turytsia; 22 – Malyi Vuzhen; 23 – Popiele; 24 – Bystrytsia; 25 – Vyshkiv; 26 – Sil; 27 – Parodchyn; 28 – Dovzhyn; 29 – Velykyi Banskyy; 30 – Drahovo; 31 – Sushmanets; 32 – Vyhoda; 33 – Pasichna; 34 – Stavne; 35 – Topilcha; 36 – Vulkhivchyk; 37 – Manyava; 38 – Strichava; 39 – Hnylets; 40 – Yamna; 41 – Lyuta; 42 – Metova; 43 – Lolyn and Urda; 44 – Tereshova; 45 – Skupiv; 46 – Bereznyi; 47 – Stryi; 48 – Chornogora; 49 – Puchov; 50 – Krasnoshora; 51 – Sukhiv; 52 – Yalovets; 53 – Holovnya; 54 – Soimul; 55 – Burkut; 56 – Bila Tysa; 57 – Shypot; 58 – Spas; 59 – Rakhiv; 60 – Chyvchyn; 61 – probable localization of submarine and surface uplifts (exotic sources, «cordilleras») in the Carpathian flysch sedimentary basin

Протягом 2016 та 2019–2021 рр. проводили польові роботи в басейні р. Латориця, в ході яких було уточнено геологічне і стратиграфічне положення червоноколірних глинистих утворень Дуклянського покрову. Метод геологічного

картування застосовувався під час геологічного довивчення і підготовки до видання Карпатської серії аркушів Держгеолкарти України та тематичних досліджень Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України (Маць-

ків та ін., 2009), при виконанні яких було деталізована літостратиграфія та тектонічна структура різновікових строкатоколірних утворень. Для уточнення стратиграфічного положення і мікропалеонтологічної характеристики (форамініфери і нанопланктон) відкладів, які містять CORBs, враховано як узагальнені стратиграфічні схеми (Маслакова, 1978; Вялов и др., 1989; Стратиграфія..., 2013), так і праці, які містять опис конкретних розрізів (Дабагян, 1964, 1978; Маслакова, 1965, 1967; Романів,

1978, 1978а, 1994, 1999; Вялов и др., 1988; Дабагян и др., 1989; Романів, 1990, 1991). Проведено таксономічну ревізію видів форамініфер і нанопланктону, визначених попередніми дослідниками з верхньокрейдових відкладів Українських Карпат. Використано результати власних біостратиграфічних досліджень тисальської світи (Наварівська, 2022), червоних аргілітів яловецької світи (Гнилко та ін., 2022), пухівської світи (Наварівська, Генералова, 2022; Navarivska et al., 2023).



**Рис. 4.** Кореляція розрізів верхньої крейди, які містять CORBs. Українські Карпати. Складено з урахуванням (Маслакова, 1965, 1967; Вялов и др., 1988, 1989; Дабагян и др., 1989; Романів, 1990, 1991; Романів, 1994; Пономарьова, 2007): 1 – червоноколірні відклади (CORBs); 2 – мергелі, вапняні аргіліти; 3 – аргіліти, алевроліти; 4 – пісковики; 5 – конгломерати

**Fig. 4.** Correlation of the Upper Cretaceous successions containing CORBs. Ukrainian Carpathians. Compiled taking into account (Maslakova, 1965, 1967; Vialov et al., 1988, 1989; Dabagyan et al., 1989; Romaniv, 1990, 1991; Romaniv, 1994; Ponomarova, 2007): 1 – red sediments (CORBs); 2 – marls, calcareous mudstones; 3 – mudstones, siltstones; 4 – sandstones; 5 – conglomerates

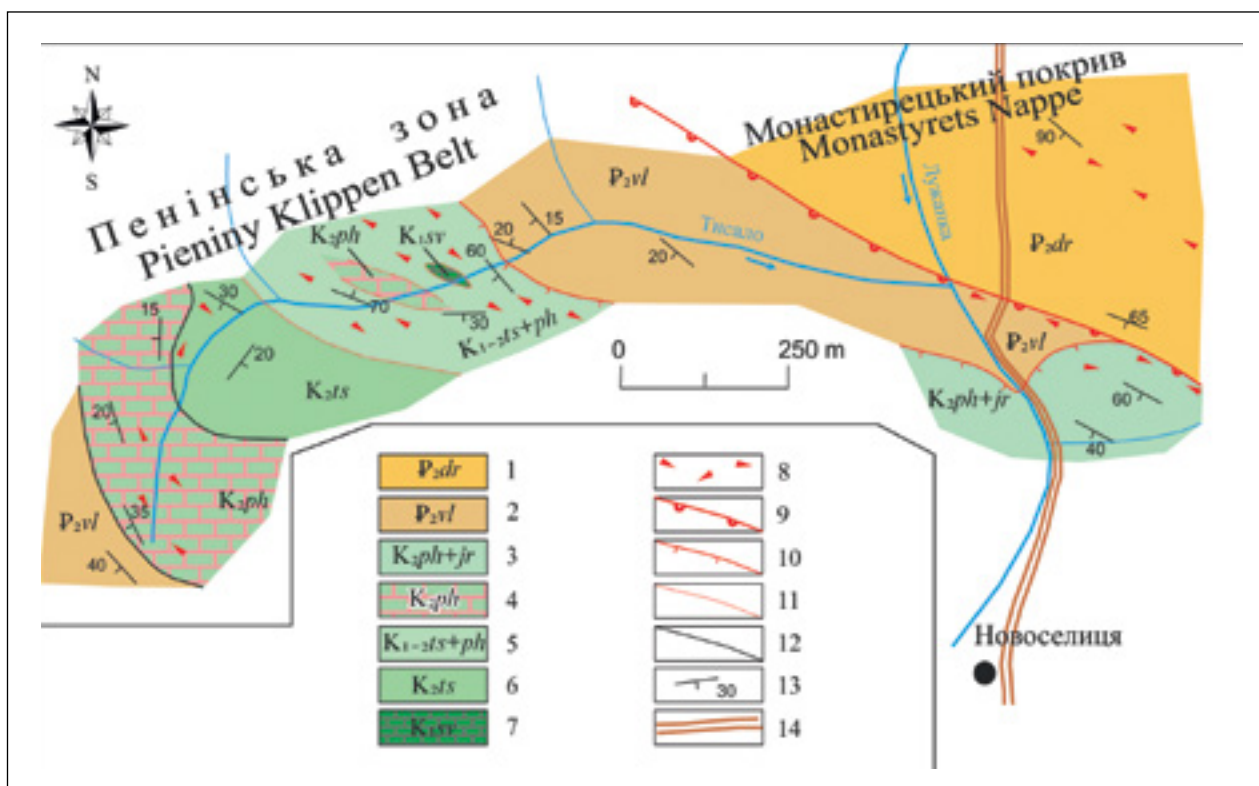
## 4. Літостратиграфія

### 4.1. Внутрішні Карпати

Головними елементами Українських Внутрішніх Карпат є Мармароський масив, що складається з доальпійських метаморфізованих утворень та слабо дислокованого пізньопалеозойсько-кайнозойського осадового чохла. В українському сегменті Карпат Пенінська зона також відноситься до Внутрішніх Карпат (Мацьків та ін., 2009).

**4.1.1 Пенінська зона** представлена юрсько-неокомськими переважно карбонатними жорсткими породами, які складають власне «кліпи» (брили в меланжі), що поміщені в пластичну «оболонку кліпів» (матрикс меланжу), представлену мергелистими породами аптумаастрихту. Брили і матрикс разом різко незгідно перекриті еоценовими конгломератами (Круглов и др., 1985; Мацьків та ін., 2009).

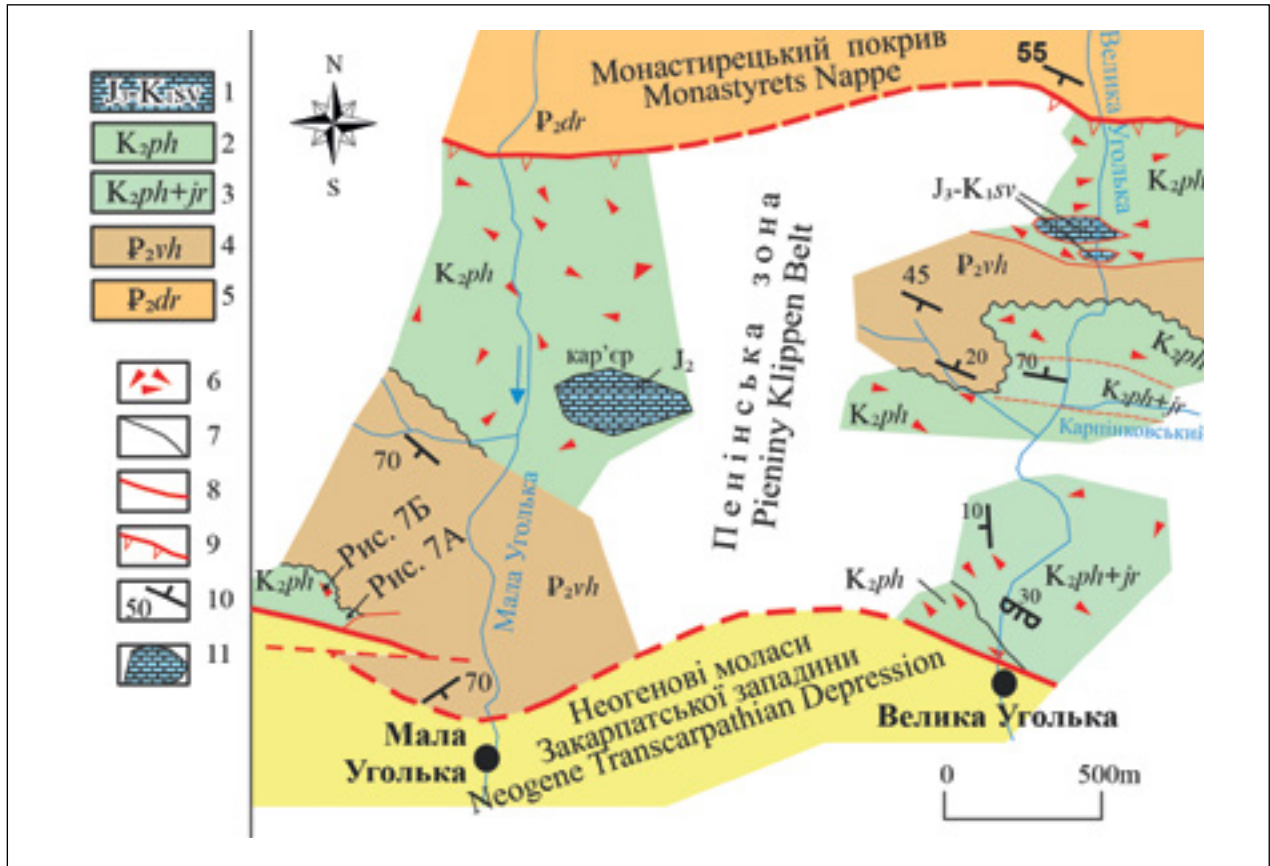
Червоні глинисті і мергелисті породи, які відносимо до CORBs, розвинені в пухівській (турон–маастрихт) і частково – в тисальській (апт–сеноман) світах (рис. 4). Ці світи належать пластичній оболонці кліпів (матрикс меланжу) і є сильно деформовані. Один з найкращих і найменш деформованих розрізів цих світ розміщений в урочищі Тисало в басейні р. Лужанка Закарпатської області (рис. 5). Тут знаходиться стратотип тисальської світи, де вона представлена чергуванням сірих, сіро-зелених і темно-сірих до чорних мергелів, іноді пісковиків, у верхній частині світи з'являються зеленуваті мергелі і прошарки рожевих мергелів. Потужність світи – 145 м. Стратиграфічно вище лежать рожеві і червоні, місцями голубувато-сірі і плямісті мергелі пухівської світи, потужністю приблизно 100 м, які місцями перекриваються сірим флішем і пісковиками ярмутської світи маастрихту.



**Рис. 5.** CORBs на геологічній карті ділянки Пенінської зони в районі урочища Тисало (басейн р. Лужанка, Закарпатська обл.). Карта складена за неопублікованими даними С.П. Гавури. Локалізацію див. рис. 2: 1 – драгівська світа; 2 – вульхівчицька світа; 3 – пухівська (CORBs) та ярмутська світи; 4 – пухівська світа (CORBs); 5 – тисальська і пухівська світи (з CORBs); 6 – тисальська світа (з CORBs); 7 – свальявська світа; 8 – тектонічні брекчії і меланж; 9 – насуви тектонічних покривів; 10 – насуви; 11 – розломи; 12 – геологічні границі; 13 – елементи залягання порід; 14 – автодорога

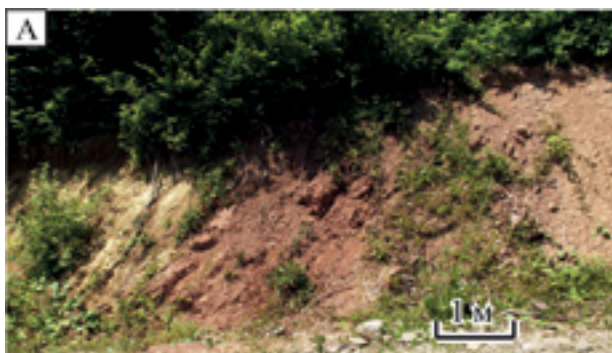
**Fig. 5.** CORBs on the geological map of the part of the Pieniny Klippen Belt in the area of the Tysalo tract (Luzhanka river basin, Transcarpathian region). The map was compiled based on unpublished data of S.P. Gavura. For localization, see Fig. 2: 1 – Draho Formation; 2 – Vulhivchyk Formation; 3 – Puchov (CORBs) and Jarmuta formations; 4 – Puchov Formation (CORBs); 5 – Tysalo and Puchov formationa (with CORBs); 6 – Ysalo Formation (with CORBs); 7 – Svalyava Formation; 8 – tectonic breccias and melange; 9 – thrust of the tectonic nappe; 10 – thrust; 11 – fault; 12 – geological boundary; 13 – bedding position; 14 – highway





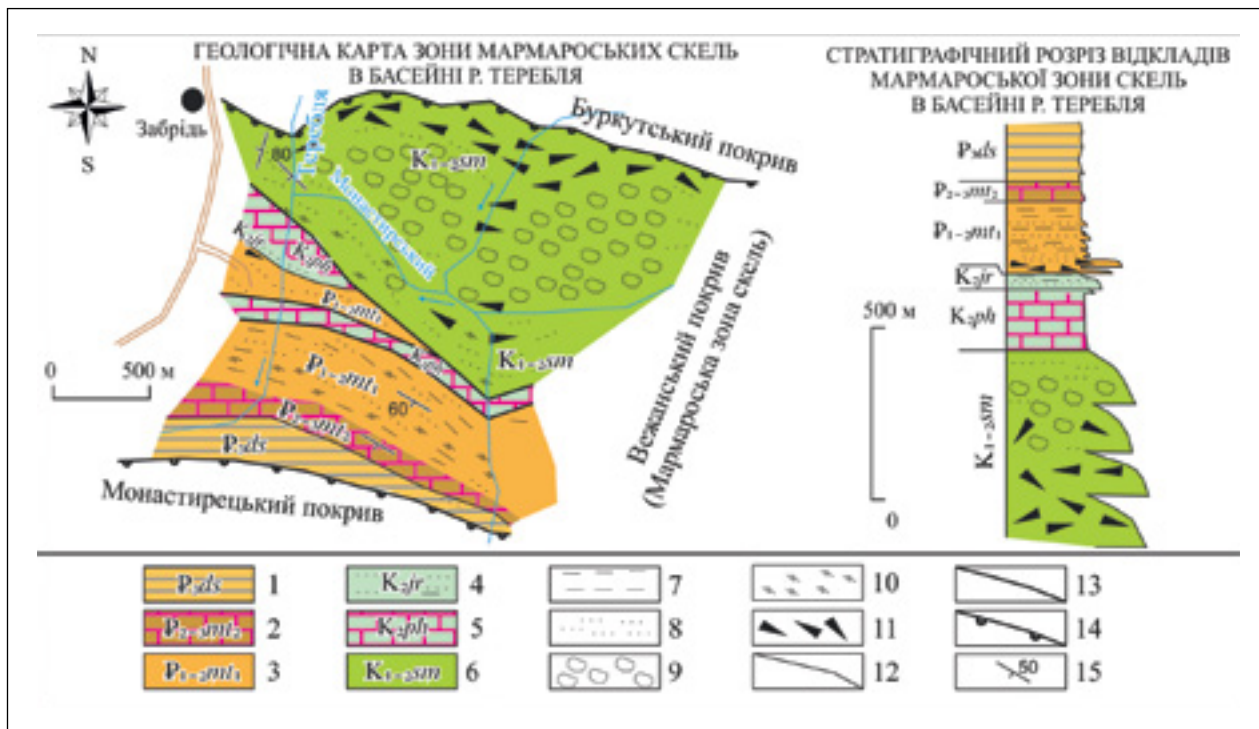
**Рис. 6.** CORBs (сильно дислоковані червоні мергелі пухівської світи) на геологічній карті Пенінської зони в басейнах рік Велика і Мала Уголька (басейн р. Теремля, Закарпатська обл.). Склад О.М. Гнилко. Локалізацію див. рис. 2: 1 – сवालівська світа; 2 – пухівська світа (CORBs); 3 – пухівська (CORBs) та ярмутська світи; 4 – вульхівчицька світа; 5 – драгівська світа; 6 – тектонічні брекчії і меланж; 7 – геологічні границі; 8 – розломи; 9 – головні насуви; 10 – елементи залягання порід; 11 – брили юрсько-неокомських вапняків

**Fig. 6.** CORBs (intensely deformed red marls of the Puchov Formation) on the geologic map of the Pieniny Klippen Belt in the basins of the Velyka and Mala Uholka rivers (basin of the Tereblya River, Transcarpathian Region). Compiled by O.M. Hnylko. For localization, see Fig. 2: 1 – Svalyava Formation; 2 – Puchov Formation (CORBs); 3 – Puchov (CORBs) and Jarmuta formations; 4 – Vulhivchyk Formation; 5 – Drahovo Formation; 6 – tectonic breccias and mélangé; 7 – geological boundary; 8 – fault; 9 – main thrusts; 10 – bedding position; 11 – blocks of Jurassic-Neocomian limestones



**Рис. 7.** А – червоні мергелі пухівської світи (турон–маастрихт) Пенінської зони (с. Мала Уголька, праві схили р. Мала Уголька, басейн р. Теремля, Закарпатська обл., локалізацію див. рис. 6). Б – дислоковані червоні мергелі пухівської світи в матриці меланжу Пенінської зони (с. Мала Уголька, праві схили р. Мала Уголька, басейн р. Теремля, Закарпатська обл., локалізацію див. рис. 6)

**Fig. 7.** А – red marls of the Puchov Formation (Turonian–Maastriichtian) of the Pieniny Klippen Belt (Mala Uholka village, right bank of the Mala Uholka River, Tereblya River basin, Transcarpathian Region, localization see Fig. 6). Б – deformed red marls of the Puchov Formation in the mélangé matrix of the Pieniny Klippen Belt (Mala Uholka village, right bank of the Mala Uholka River, Tereblya River basin, Transcarpathian Region, localization see Fig. 6)



**Рис. 8.** CORBs на геологічній карті Мармароської зони скель в басейні р. Терєбля біля с. Забрідь, Закарпатська обл. Склад О.М. Гнилко. Локалізацію див. рис. 2: 1 – дусинська світа (чорні мергелі); метовська світа: 2 – верхня підсвіта (включає червоні мергелі), 3 – нижня підсвіта; 4 – ярмутська світа; 5 – пухівська світа (CORBs); 6 – соймільська світа; 7 – аргіліти; 8 – пісковики, алевроліти; 9 – конгломерати; 10 – зони розвитку дрібних складок; 11 – відклади мулісто-уламкових потоків (англ. *debris-flow deposits*), олістостроми; 12 – геологічні границі; 13 – розломи; 14 – головні насуви; 15 – елементи залягання порід

**Fig. 8.** CORBs on the geological map of the Marmarosh Klippen Zone in the Tereblya River basin near the village of Zabrid, Transcarpathian region. Compiled by O.M. Hnylko. For localization, see Fig. 2: 1 – Dusyno Formation (black marls); Metova Formation: 2 – upper member (include red marls), 3 – lower member; 4 – Jarmuta Formation; 5 – Puchov Formation (CORBs); 6 – Soymul Formation; 7 – mudstones; 8 – sandstones, siltstones; 9 – conglomerates; 10 – intensively folded zone; 11 – debris-flow deposits, olistostrome; 12 – geological boundary; 13 – fault; 14 – main thrusts; 15 – bedding position

На цих утвореннях з кутовою незгідністю залягають еоценові поліміктові конгломерати вульхівчицької світи (Круглов и др., 1985; Вялов и др., 1988).

Фрагменти червоноколірних мергелів пухівської світи відслонюються в басейнах рік Велика і Мала Уголька (басейн р. Терєбля, Закарпатська обл.) (рис. 6), де вони часто сильно деформовані до меланжу, місцями перетворені в тонкорозсланцьовані породи чи глинку тертя, в яких первинні седиментаційні текстури зазнали значних руйнувань (рис. 7).

Верхня частина тисальської світи за планктонними форамініферами відповідає сеноману (Дабагян, 1964; Маслакова, 1967; Вялов и др., 1989). Тут виділено верстви з *Thalmaninella globotruncanoides*, зони *Thalmaninella reicheli* і *Rotalipora cushmani* (Наварівська, 2022).

У мергелях пухівської світи простежено послідовність планктонних форамініфер турону-маастрихту, в ярмутській світі визначено мікрофауну маастрихту (Маслакова, 1967; Вялов и др., 1989). Нанопланктонні зони *Eiffellithus eximius* (верхній турон) і *Micula staurophora* (верхи верхнього коньяку-низи нижнього сантону) виокремлено у пухівській світі в урочищі Тисало (Вялов и др., 1989; Романів, 1991; Романів, 1999).

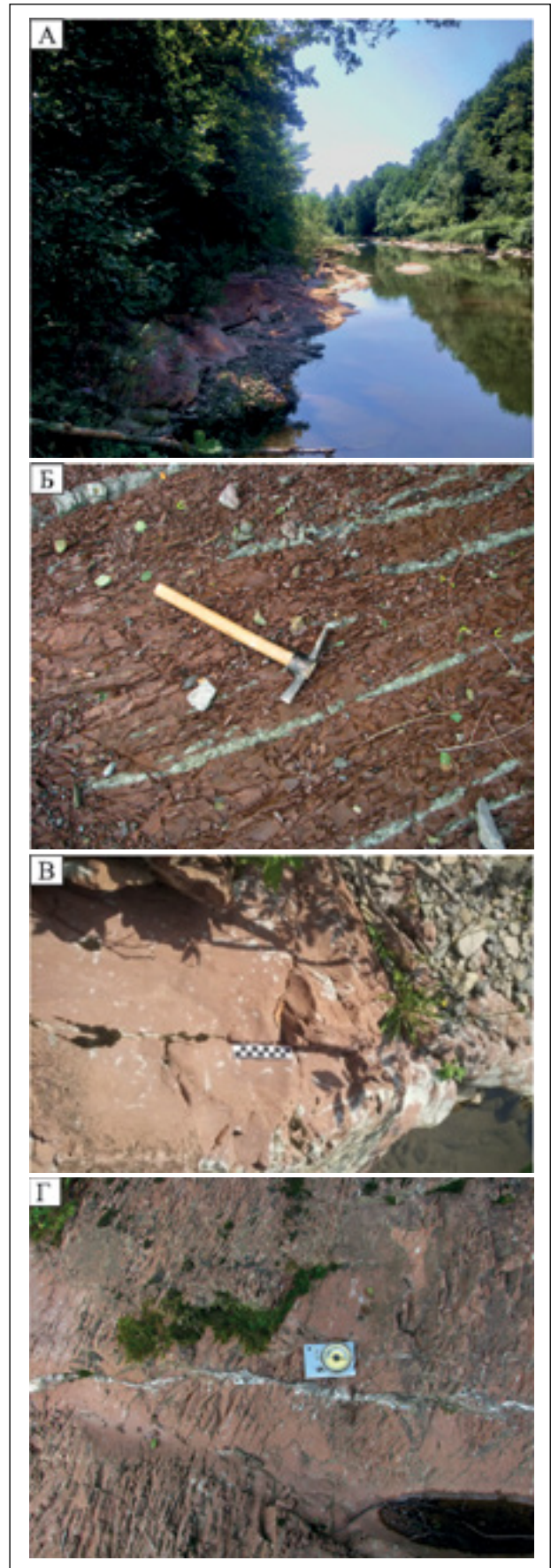
**4.1.2 Мармароська зона скель** (=Вежанський покрив). Знаходиться на північно-західному продовженні Мармароського кристалічного масиву між басейнами рік Мала Шопурка і Боржава. Вона є зірваним зі своєї седиментаційної основи фрагментом осадового чохла Мармароського масиву, насуненим до північного сходу на Зовнішні Карпати. Стратиграфічний розріз зони складений крейдово-

палеогеновими відкладами. В нижній його частині розвинена потужна (до 1000 м) нижньокрейдова олістостромово-конгломератова товща (власне «Мармароські скелі») та сеноманські пісковики й алевроліти соймунської світи, що перекриті червоноколірними відкладами пухівської світи турону–маастрихту, на якій згідно залягає фліш ярмутської світи (див. рис. 4). Стратиграфічний розріз продовжують палеогенові відклади метовської та дусинської світ (див. рис. 3, 4) (Мацьків та ін., 2009). CORBs тут представлені пухівською світою, яка в Мармароській зоні, на відміну від Пенінської, відносно слабо деформована, а також прошарками червоних аргілітів у ярмутській світі.

Опорний розріз пухівської світи розміщений вздовж р. Теремля біля с. Забрідь в околицях Драгівського заводу мінеральних вод (див. рис. 4, 8). Тут, в берегах і руслі р. Теремля простежені майже неперервні відслонення пухівської світи (рис. 9, А), яка згідно залягає на соймунській і перекривається ярмутською. Нижній контакт світи відслонений на березі Теремлі в 60 м нижче устя потічка Монастирський, де на темно-сірих аргілітах і алевролітах соймунської світи згідно залягають червоні глинисто-мергелісті породи пухівської світи. В низах пухівської світи (інтервал 2,5 м) спостерігається чергування сірих алевролітів з червоними щільними аргілітами та алевролітами. Стратиграфічно вище світа представлена червоними аргілітами (інтервал 25 м), вище яких лежить пачка перешарування червонобурих мергелів та сірих і блакитно-сірих алевролітів і пісковиків (інтервал 35 м) (рис. 9, Б).

**Рис. 9.** CORBs пухівської світи (турон–маастрихт) Мармароської зони скель в опорному розрізі по берегах р. Теремля біля с. Забрідь, Закарпатська обл.: А – загальний вигляд верхньої частини опорного розрізу пухівської світи; Б – червоно-бурі мергелі з прошарками блакитно-сірих алевролітів і пісковиків у нижній частині пухівської світи; В – рожеві мергелі з плямами голубувато-сірого кольору в найвищій частині пухівської світи; Г – масивні буро-червоні мергелі середньої частини пухівської світи

**Fig. 9.** CORBs of the Puchov Formation (Turonian–Maastrichtian) of the Marmarosh Klippen Zone in the basic section along the Tereblya River near the village of Zabrid, Transcarpathian region: А – general overview of the upper part of the basic section of the Puchov Formation; Б – red-brown marls with layers of bluish-gray siltstones and sandstones in the lower part of the Puchov Formation; В – pink marls with bluish-gray spots in the highest part of the Puchov Formation; Г – massive brown-red marls of the middle part of the Puchov Formation



Наступна пачка (70 м) складена масивними і неясношаруватими мергелями червоного і бурого кольору (рис. 9, Г) та рожево-бурими алевролітами. В найвищій частині світи (інтервал 35 м) розвинені рожеві мергелі з плямами голубувато-сірого кольору (рис. 9, В).

За форамініферами покрівля соймульської світи відповідає верхам сеноману, пухівська світа зіставлена з туроном–кампаном, ярмутська світа – з маастрихтом (Маслакова, 1967; Вялов и др., 1988, 1989; Дабагян и др., 1989). У пухівській світі в басейні р. Терєбля простежені нанопланктонні зони *Micula staurophora* (верхи верхнього коньяку–низи нижнього сантону), *Tetralithus obscurus* (верхи нижнього сантону–верхній сантон), *Broinsonia parca* (нижній кампан), *Tetralithus aculeus* (верхній кампан) (Вялов и др., 1989; Романив, 1991; Романив, 1999). В розрізі р. Терєбля (с. Забрідь Закарпатської обл.) темно-сірі вапнисті аргіліти покрівлі соймульської світи містять *Rotalipora cushmani* (Morrow) пізнього сеноману, а червоні аргіліти низів пухівської світи туронську асоціацію – *Dicarinella hagni* (Scheibnerova), аглютиновані *Uvigerinammina praejankoi* Neagy, *Uvigerinammina jankoi* Majzon (Navarivska et al., 2023).

**4.1.3 Мармароський масив.** CORBs відносяться до осадового чохла Мармароського кристалічного масиву і представлені тільки нижньою частиною пухівської світи. Тут на західному схилі гори Соймул поблизу м. Рахів конгломерати соймульської світи перекриті товщею (потужністю 30 м) червоних і зеленкуватосірих алевритистих мергелів, які містять туронську асоціацію планктонних форамініфер з *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bollі) (за визначеннями Н.І. Маслакової (Чернов, 1966)).

## 4.2 Зовнішні Карпати

Зовнішні Карпати складені потужним комплексом нижньокрейдово-міоценових флішево-моласових відкладів, серед яких CORBs поширені в інтервалі турону–сантону майже повсюдно, а в невеликій Субсілезькій тектонічній одиниці складають туронсько-маастрихтську частину розрізу і переходять в палеоцен. CORBs у відкладах більшої частини Зовнішніх Карпат представлені переважно невапнистими червоними аргілітами яловецької світи

(Дуклянський, Черногорський, Свидовецький та Красношорський покриви), місцями – вапнистими аргілітами і мергелями сухівської світи (Буркутьський покрив) і голятинської товщі (Субсілезький покрив) (див. рис. 3, 4).

**4.2.1 Дуклянський покрив** розвинений в західній частині Українських Карпат. Характерний розріз порід цього покриву, який містять невапнисті аргіліти CORBs, відслонений вздовж потоку Песцій (басейн р. Люта) в с. Люта Закарпатської обл. В руслі Песцію спостерігається принасувний тектонічний меланж, над яким у 1,2 км вище від устя потоку виходить на поверхню середньоритмічний нижньокрейдовий фліш шипотської світи потужністю приблизно 100 м. Фліш виражений тонко-середньоритмічним чергуванням темно-сірих «склих» олігоміктових суттєво кварцових дрібнозернистих пісковиків, алевролітів та чорних, рідше зеленкуватих аргілітів. Вище лежать зелені аргіліти (потужністю 3,5 м) з форамініферами сеноману, які перекриті пачкою (потужністю 60 м) вишнево-червоних аргілітів нижньоаяловецької підсвіти з форамініферами турону (Вялов и др., 1988). Стратиграфічно вище розміщуються пачка (потужністю 30 м) зеленувато-сірих аргілітів, а на ній – пачка (потужністю 35 м) сірих аргілітів з прошарками скісношаруватих алевролітів і пісковиків, які відносяться до верхньоаяловецької підсвіти (Вялов и др., 1988). Вище по руслу Песцію і по розрізу відслонюється темно-сірий піскувато-глинистий тонко- до середньоритмічного сенонський фліш березнянської світи, який перекривається (в інших місцях Дуклянської одиниці) палеогеновими відкладами (див. рис. 3).

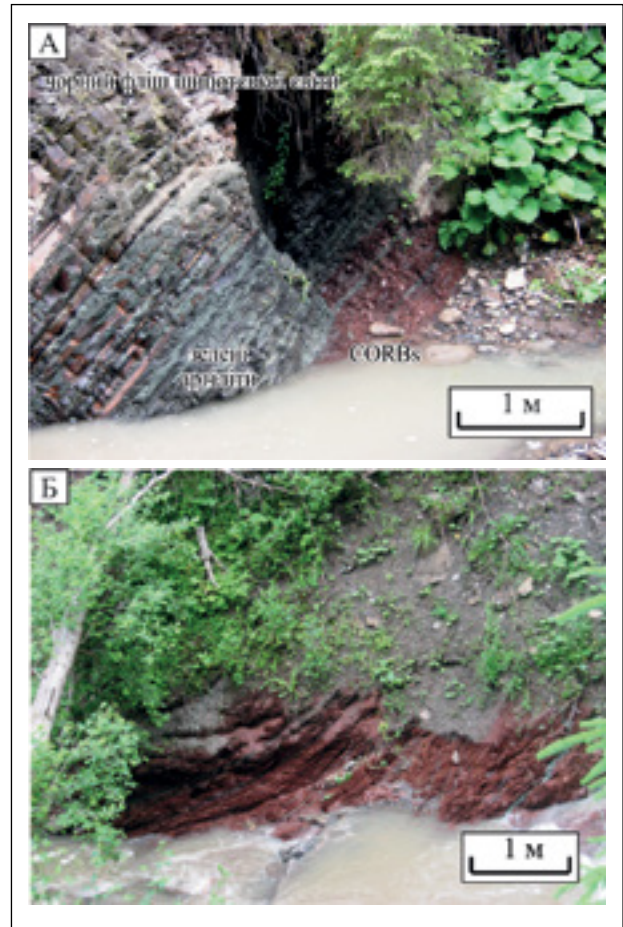
В межах Дуклянського покриву вік за форамініферами покрівлі шипотської світи – пізній сеноман, червоних аргілітів нижньоаяловецької підсвіти – турон–коньяк, верхньоаяловецької підсвіти – сантон (Маслакова, 1967). У розрізі яловецької світи по потоку Песцій стратиграфічно найнижчі строкати (вишнево-червоні і зелені) аргіліти відповідають турону. Вони залягають на щільних зелених аргілітах з форамініферами сеноману (Вялов и др., 1988).

**4.2.2 Черногорський, Свидовецький та Красношорський покриви.** Розташовані в східній частині Українських Зовнішніх Карпат і містять переважно невапнисті CORBs серед відкладів яловецької світи (див. рис. 2–4). Страти-

графічний розріз цих тектонічних одиниць розпочинається шипотською світою – чорними сланцями і середньоритмічним флішем, перекритим малопотужними (до перших метрів) верствами зелених аргілітів з прошарками алевролітів. Вище лежать власне CORBs – 20–30-метровий горизонт червоних і вишнево-червоних аргілітів з прошарками зелених аргілітів (рис. 10). Рідко присутні червоні мергелі. Горизонт віднесений до нижньояловецької підсвіти (Маслакова, 1965, 1967; Вялов и др., 1981). Він перекривається переважно турбідитовими відкладами верхньояловецької підсвіти, вище якої залягає сенонсько-палеогеновий фліш: чорногорська світа (Говерлінський субпокрив Чорногорського покриву); скупівська, гнилицька, топільчанська та пародчинська світи (Скупівський субпокрив Чорногорського покриву); лонинська, урдинська та бобруцька світи (Свидовецький покрив); красношорська світа (Красношорський покрив) (див. рис. 3, 4).

За характерними планктонними форамініферами вік верхньої пачки шипотської світи з *Schackoia cenomana* (Schacko), *Guembelina cenomanica* Agalarov, *Hedbergella simplicissima* (Magne and Sigal) – сеноман, червоних вапнистих аргілітів нижньояловецької підсвіти з *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Marginotruncana sigali* (Reichel), *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Praeglobotruncana inflata* Bolli – турон–коньяк, верхньояловецької підсвіти з *Globotruncana bulloides* Vogler – сантон (Маслакова, 1965, 1967). У розрізі правої притоки р. Яловець у верхньошипотській підсвіті встановлено нанопланктонну зону *Eiffelithus turriseiffeli* (верхи верхнього альбу–нижній сеноман), а у верхньояловецькій підсвіті – *Micula stauriphora* (верхи верхнього коньяку–низи нижнього сантону) і *Tetralithus obscurus* (верхи нижнього сантону–верхній сантон) (Вялов и др., 1989; Романів, 1990, 1991; Романів, 1999).

**4.2.3 Буркутський покрив.** Червоні вапнисті аргіліти і мергелі, які відносим до CORBs, розвинені в межах цього покриву у складі сухівської світи (див. рис. 2, 3). Стратиграфічний розріз відкладів Буркутського покриву розпочинається апт-сеноманським сірим флішем (білотисенська світа) та пісковиками (буркутська світа). Ці відклади перекриваються сеноман-коньякськими глинисто-мергелистими відкладами сухівської світи, потужністю 200 м,



**Рис. 10.** CORBs яловецької світи в межах Чорногорського покриву Зовнішніх Карпат, відслонення по р. Лазещина в басейні р. Чорна Тиса поблизу м. Ясиня: А – стратиграфічний інтервал (перевернене залягання), що включає: верхи шипотської світи – фліш з чорними аргілітами, псамітовими турбідитами, шарами зелених аргілітів та низи яловецької світи – червоні аргіліти (CORBs); Б – аргіліти CORBs яловецької світи

**Fig. 10.** CORBs of the Yalovets Formation in the Outer Carpathian Chornogora Nappe, outcrop near Lazeshchyna River in the Chorna Tysa river basin near the city of Yasynya: A – the stratigraphic interval (inverted bedding), which includes both: the upper part of the Shypot Formation – flysch with black mudstones, psammite turbidites, layers of green mudstones and the bottom of the Yalovets Formation – red mudstones (CORBs); B – mudstone CORBs of the Yalovets Formation

яка містить червоноколірні мергелі. Світа перекрита сенонським сірим флішем.

В розрізі сухівської світи виділяють дві частини: нижню, складену темно-сірими (до чорних) вапнистими алевролітами та аргілітами, рідше мергелями, і верхню, представлену строкатими (червоними і зеленими) та сірими мергелями і вапнистими аргілітами (Дабагян и др., 1981). Проте варто зазначити, що глинисті відклади сухівської світи внаслідок своїх плас-

тичних фізичних властивостей, як правило, сильно дислоковані, окремі інтервали розрізу світи розірвані тектонічними поверхнями та перетворені в тектонічну брекчію, що затрудняє встановлення їх стратиграфічної послідовності.

Прошарки коричнево-червоних вапнистих аргілітів і мергелів відмічені по потоку Плиняк (басейн р. Боржава, Закарпатська обл.) в інтервалі розрізу світи (потужністю 80 м), який відповідає нанопланктонній зоні *Eiffellithus turriseiffeli* (верхи верхнього альбу–нижній сеноман) (Романів, 1991; Романів, 1999).

По потоку Поркулець (ліва притока р. Терешова біля с. Тарасівка, басейн р. Тересва Закарпатської обл.) відслонена малопотужна (6 м) пачка рожевих і зелених мергелів сухівської світи, яка відповідає нанопланктонній зоні *Gartnerago obliquum* (верхній сеноман–нижній турон) (Романів, 1991; Романів, 1999). Строкати утворення, складені зеленкувато-сірими і коричнево-червоними аргілітами і мергелями (потужністю 50 м), відслонені в басейні цього ж потоку, де відповідають зоні *Eiffellithus eximius* (верхній турон) (Романів, 1991; Романів, 1999).

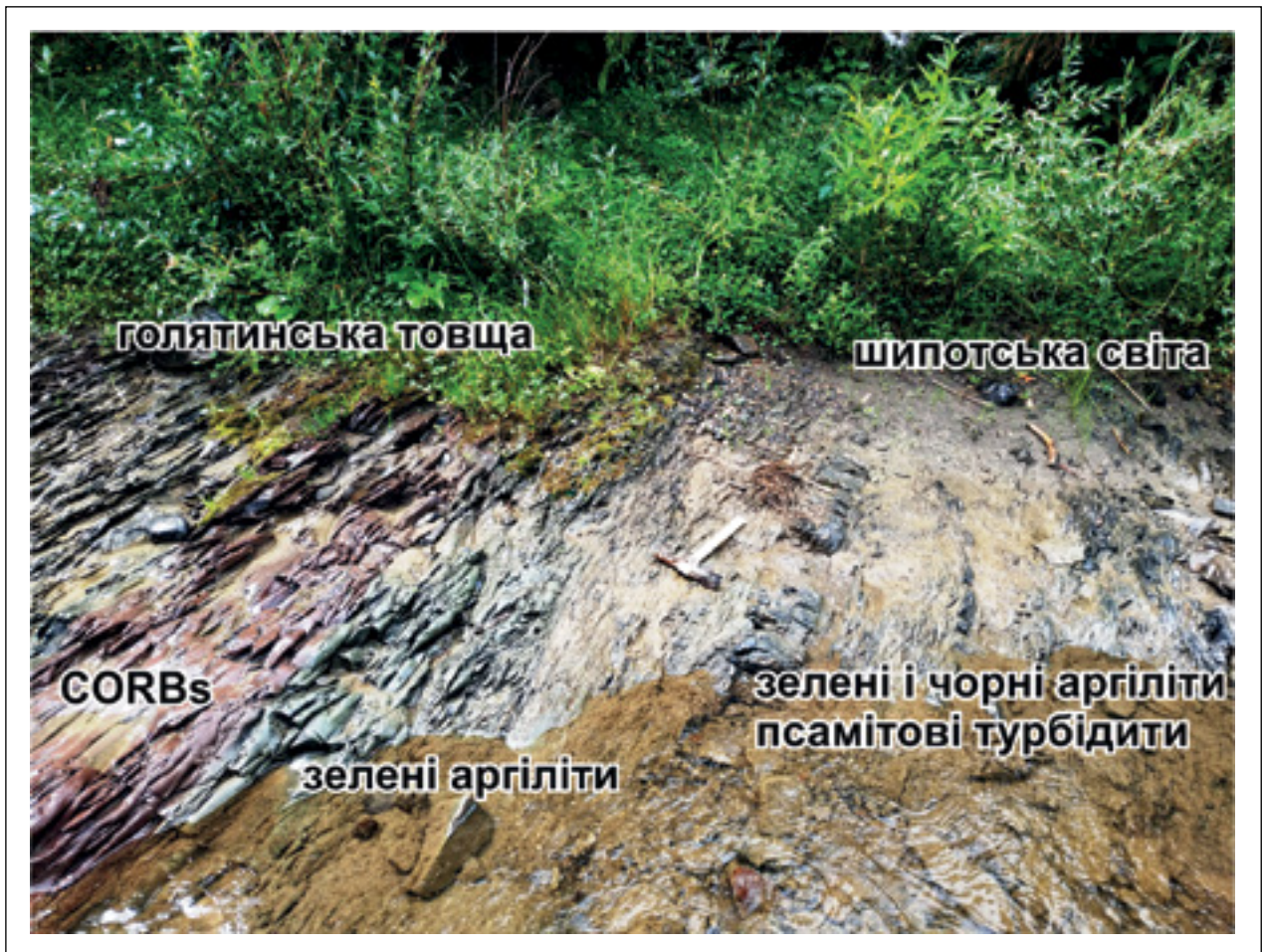
**4.2.4 Субсілезький покрив.** Аргіліти і мергелі CORBs складають більшу частину голятинської товщі цього покриву (див. рис. 2, 3). Зауважимо, що ця відносно малопотужна (до 100 м) «нефлішева» товща розвинена серед суцільного поля потужного одновікового флішу сусідніх тектонічних одиниць Зовнішніх Карпат. Вона добре відслонена в так званій «Голятинській структурі» Субсілезького покриву (Гнилко, 2022) в характерному стратиграфічному розрізі по р. Мала Голятинка, а також у розрізах по потоках Мала Голятинка та Рудавець (район сіл Голятин та Майдан в басейні р. Ріка, Закарпатська обл.). Стратиграфічний розріз Голятинської структури розпочинається нижньокрейдовими чорними сланцями і турбідами шипотської світи (потужністю 400 м), що перекриваються пачкою (потужністю до перших метрів) зелених шаруватих аргілітів з прошарком (10 см) ясно-зелених кременів (радіоларитів?). Вище лежить голятинська товща турону–палеоцену (потужністю близько 100 м), представлена червоними і зеленими аргілітами, мергелями, вапнистими аргілітами (див. рис. 4, 11). Характерно, що червоний і зе-

лений колір у породах розміщений плямисто і переходить один в одний без видимої закономірності, що може бути наслідком міграції водних розчинів за літифікаційних процесів. Стратиграфічно вище лежить еоценовий та олігоценний фліш.

У голятинської товщі виділена послідовність зон за аглютинованими бентосними форамініферами: *Uvigerinamina jankoi* (турон); *Spiroplectinella costata* (коньяк–нижня більша частина сантону); *Caudamina gigantea* (верхній сантон–нижній кампан); *Rzehakina inclusa* (верхній кампан–маастрихт); *Rzehakina fissistomata* (палеоцен) (Пономарьова, 2007). Нанопланктонні зони *Tetralithus obscurus* (верхи нижнього сантону–верхній сантон), *Broinsonia parca* (нижній кампан), *Tetralithus aculeus* (верхній кампан) визначені в розрізі р. Голятинка (Романів, 1994).

Червоні і строкаті мергелісті аргіліти верхньої крейди (кампан–маастрихт) розкриті свердловиною Турка-2 (південно-західна околиця с. Лосинець, поблизу м. Турка Львівської обл.) в межах Розлуцької луски Субсілезького покриву. Червоні, зелені, сірі переважно вапнисті аргіліти з прошарками мергелів спорадично відслонюються в межах Розлуцької луски (див. рис. 2), де містять форамініфери сенонсько-данського віку (Глушко, Круглов, 1971).

В межах української частини Сілезького покриву CORBs не встановлені. Серед крейдових відкладів Скибового покриву переважають чорні сланці (рання крейда) та сірі мергелі і фліш (пізня крейда), CORBs знайдені фрагментарно і потребують довивчення. В басейні р. Стрий описано вихід малопотужних (5 м) вишневих і зелених аргілітів, під якими в зеленувато-сірих аргілітах знайдено форамініфери коньяксько-сантонського віку (Глушко, Круглов, 1971). Червоні і строкаті аргіліти та мергелі розкриті свердловинами Лути-1 і Шевченково-1 в розрізі крейдового флішу Берегової та Орівської скиб Скибового покриву, де для них було запропоновано назву ілемкинська світа (Вялов и др., 1988 і посилання там само). Визначення стратиграфічного положення цих відкладів потребує додаткових даних (Вялов и др., 1988), а ілемкинська світа не увійшла до регіональних стратиграфічних схем (Вялов и др., 1989; Стратиграфические..., 1993; Стратиграфія..., 2013).



**Рис. 11.** CORBs голятинської товщі в межах Субсілезького покриву (Голятинська структура) Зовнішніх Карпат, перехідна ланка від шипотської світи до голятинської товщі. Ріка Голятинка поблизу с. Голятин, Закарпатська обл.

**Fig. 11.** CORBs of the Holyatyn Beds of the Subsilesian Nappe (Holyatyn Structure) of the Outer Carpathians, the transitional link from the Shypot Formation to the Holyatyn Beds. Holyatyn River near the village of Holyatyn, Transcarpathian district

Необхідно також зазначити, що рожево-червоні мергелі відслонюються в межах Кам'янопотоцького покриву (найбільший внутрішній елемент Зовнішніх Карпат, стратиграфічний розріз якого відповідає верхній юрній крейді (Гнилко, Генералова, 2014; Krobicki et al., 2014), проте їх вік і стратиграфічне положення не визначені і потребують подальших досліджень.

## 5. Біостратиграфія

### 5.1 Вапняний нанопланктон

Зональне розчленування верхньокрейдових відкладів за вапняним нанопланктоном подається за схемою А.М. Романів (Романів, 1991;

Romaniv, 1992; Романів, 1999), яка була побудована на основі шкали В. Гаспарикової для Західних Карпат (Gasparikova, 1984). За матеріалами А.М. Романів на основі вивчення нанофосилій у розрізах Українських Карпат та аналізі їх поширення в різних структурно-фаціальних зонах нами проведено кореляцію з детальною шкалою верхньої крейди Бореальної і Тетичної провінцій Дж. Барнет (Burnett, 1998), яка є складовою МСШ (Gradstein et al., 2020). Для регіональної біостратиграфічної схеми за нанофосиліями нами уточнено вік та обсяги нанозон (Romaniv, 1992; Романів, 1999) (лон, за даними А.М. Романів (Романів, 1991)) відкладів верхньої крейди Українських Карпат відповідно до сучасної МСШ (Gradstein et al., 2020) (рис. 12).

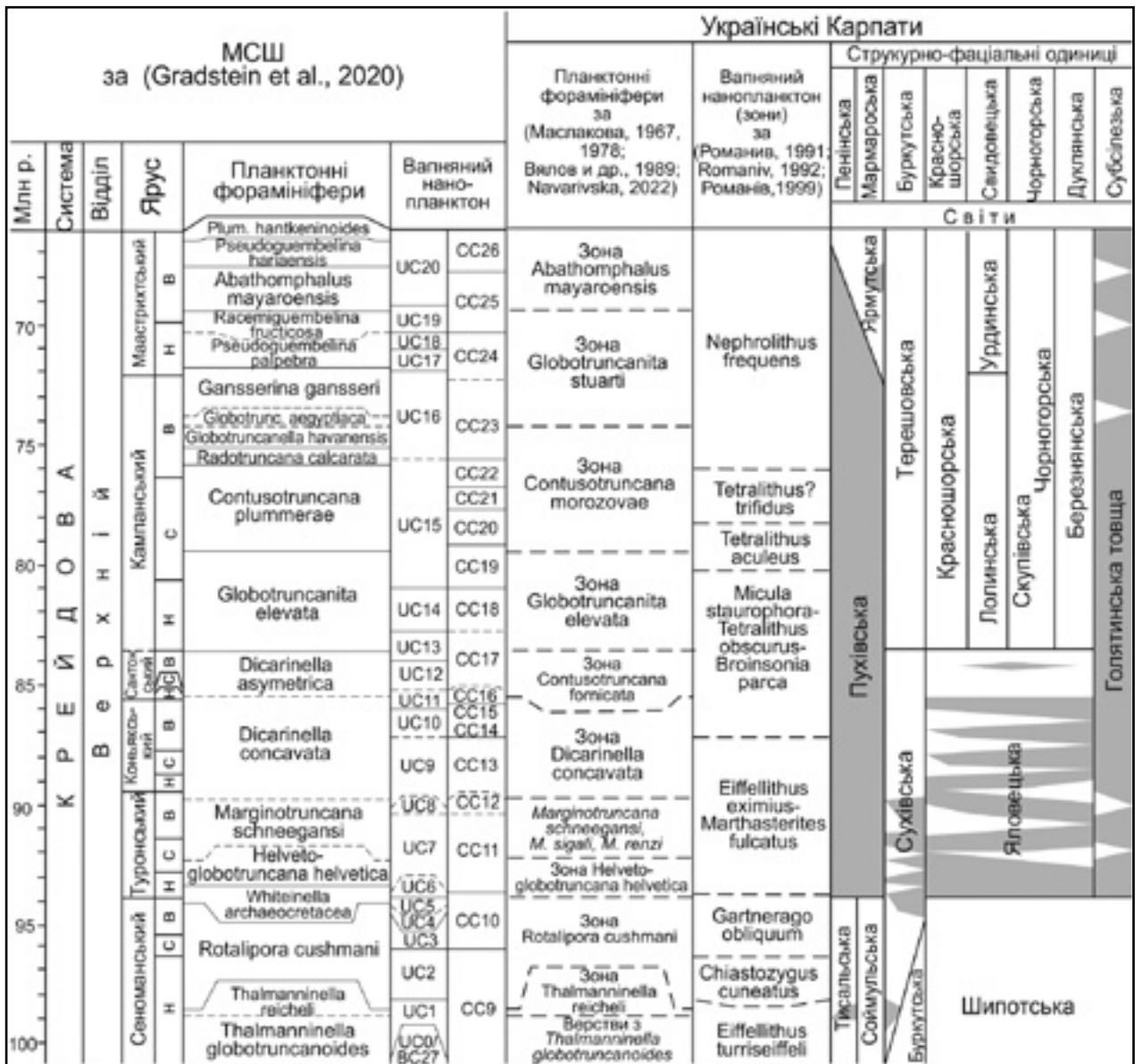


Рис. 12. Стратиграфічна схема верхньокрейдових відкладів Українських Карпат, які містять CORBs. Сірим кольором показано червоноколірні відклади (CORBs)

Fig. 12. Stratigraphic scheme of the Upper Cretaceous deposits of the Ukrainian Carpathians, which contain CORBs. Red-colored sediments (CORBs) are shown in gray

Зона *Eiffellithus turriseiffeli* відповідає стратиграфічному інтервалу в межах від верхів верхнього альбу до нижнього сеноману (Романів, 1999). Визначається як інтервал від першої появи (FO – first occurrences) *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre & Fert) до FO *Helicolithus trabeculatus* (Górka) (синонім: *Chiastozygus cuneatus* (Lyučeva)) (Романів, 1991). Нанозона виділена в сухівській світі по потоку Поркулець у басейні р. Терешова, по потоку Плиняк у басейні р. Бронька та у верхньошипотській підсвіті в безіменній правій

притоці р. Яловець (Романів, 1978а, 1999; Вялов и др., 1989; Романів, 1990, 1991). За першою появою і поширенням виду-індексу *Eiffellithus turriseiffelii* та появою виду *Tetrapodorhabdus decorus* (Deflandre in Deflandre & Fert) (син.: *Podorhabdus granulatus* (Reinhardt)) відповідає зонам UC0/BC27 та UC1 (Burnett, 1998), однойменній зоні верхів верхнього альбу–нижнього сеноману Західних Карпат (Gasparikova, 1984) та верхам альбу–нижньому сеноману МСШ (Gradstein et al., 2020).



Зона **Chiatozygus cuneatus** відповідає середньому сеноману (Романів, 1999). Нанозона у досліджуваних відкладах, які вміщують CORBs, не встановлена.

Зона **Gartnerago obliquum** відповідає стратиграфічному інтервалу в межах від верхнього сеноману до нижнього турону (Романів, 1999). Визначається як інтервал від FO *Gartnerago obliquum* (Stradner) до FO *Eiffellithus eximius* (Stover) (Романів, 1991). Нанозона виділена у середній частині сухівської світи в басейні р. Терешова (Романів, 1978а, 1999; Вялов и др., 1989; Романів, 1991). За першою появою виду-індексу *Gartnerago obliquum*, появою видів *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, *Cylindralithus biarcus* Bukry, *Ahmuellerella octoradiata* (Górka) відповідає зонам у діапазоні від середньої частини підзони UC2с до нижньої частини підзони UC6b (Burnett, 1998), однойменній зоні верхнього сеноману–нижнього турону Західних Карпат (Gasparikova, 1984) та середньому сеноману–нижній частині нижнього турону МСШ (Gradstein et al., 2020).

Зона **Eiffellithus eximius-Marthasterites furcatus** характеризує нижній турон–нижню частину верхнього коньяку. Нанозона відповідає зонам *Eiffellithus eximius* та *Marthasterites furcatus* за матеріалами А.М. Романів (Романів, 1999).

Зона **Eiffellithus eximius** характеризує верхній турон (Романів, 1999). Визначається як інтервал від FO *Eiffellithus eximius* до FO *Marthasterites furcatus* (Deflandre in Deflandre & Fert) (Романів, 1991). Нанозона виділена у середній частині сухівської світи в басейні р. Терешова та у нижній частині пухівської світи в урочищі Тисало (Вялов и др., 1989; Романів, 1991; Романів, 1999).

Зона **Marthasterites furcatus** відповідає більшій частині коньяку (Романів, 1999). Визначається як інтервал від FO *Marthasterites furcatus* до FO *Micula staurophora* (Gardet) (Романів, 1991). Нанозона виділена у верхній частині сухівської світи в басейні р. Терешова (Вялов и др., 1989; Романів, 1991; Романів, 1999).

За даними інтернет-ресурсу (<http://www.mikrotax.org>) та Дж. Барнет (Burnett, 1998), вид *Marthasterites furcatus* вперше з'являється в нижній частині підзони UC6b, а вид *Eiffellithus eximius* – в UC8a, тому зони *Eiffellithus eximius* та *Marthasterites furcatus* на даний час доцільно

виділяти у складі єдиної нанозони *Eiffellithus eximius-Marthasterites furcatus*. За першою появою видів-індексів *Marthasterites furcatus* та *Eiffellithus eximius* відповідає зонам у діапазоні від нижньої частини підзони UC6b до UC9 (Burnett, 1998), нанозонам *Eiffellithus eximius* верхнього турону і *Marthasterites furcatus* (нижня-більша частина верхнього коньяку) Західних Карпат (Gasparikova, 1984) та нижньому турону–нижній частині верхнього коньяку МСШ (Gradstein et al., 2020).

Зона **Micula staurophora-Tetralithus obscurus-Broinsonia parca** характеризує верхній коньяк–нижню частину середнього кампану. Нанозона відповідає зонам *Micula staurophora*, *Tetralithus obscurus* та *Broinsonia parca* за матеріалами А.М. Романів (Романів, 1999).

Зона **Micula staurophora** відповідає верхам верхнього коньяку–низам нижнього сантону (Романів, 1999). Визначається як інтервал від FO *Micula staurophora* до FO *Calculites obscurus* (Deflandre) (базіонім: *Tetralithus obscurus* Deflandre) (Романів, 1991). Нанозона простежена у сухівській світі в басейні р. Терешова, у пухівській світі у розрізах по р. Терєбля та в урочищі Тисало, у верхньояловецькій підсвіті по безіменній правій притоці в басейні р. Яловець, що впадає трохи вище струмка Торніківський, а також в нижній частині красношорської світи у стратотиповому розрізі по струмку Терсовський (права притока р. Лужанка) встановлено збідний комплекс нанофосилій, близький за складом до комплексу цієї нанозони (Вялов и др., 1989; Романів, 1990, 1991; Романів, 1999).

Зона **Tetralithus obscurus** характеризує верхи нижнього сантону–верхній сантон (Романів, 1999). Визначається як інтервал від FO *Calculites obscurus* до FO *Broinsonia parca* (Stradner) (Романів, 1991). Нанозона виділена у пухівській світі в басейні р. Терєбля, у верхній частині розрізу яловецької світи по безіменній правій притоці в басейні р. Яловець, що впадає трохи вище струмка Торніківський (Вялов и др., 1989; Романів, 1990, 1991; Романів, 1999), а також у строкатій товщі в розрізі по р. Голятинка (Романів, 1994).

Зона **Broinsonia parca** відповідає нижньому кампану (Романів, 1999). Визначається як інтервал від FO *Broinsonia parca* до FO *Ceratolithoides aculeus* (Stradner) (син.: *Tetralithus aculeus* Bukry & Kennedy) (Романів, 1991). Нанозона простежена

у пухівській світі в басейні р. Теремля, у нижньо-березнянській підсвіті по потоку Песцій в басейні р. Люта, у строкатій товщі в розрізі по р. Голятинка, а також у лонинській світі, в перехідній товщі до урдинської світі, в розрізі по притоці р. Чорна Тиса в потічку Кевеле встановлено збіглий комплекс нанофосилій, близький за складом до комплексу цієї наноформи (Вялов и др., 1989; Романів, 1991; Романів, 1994, 1999).

За даними інтернет-ресурсу (<http://www.mikrota.org>) та Дж. Барнет (Burnett, 1998), зональний вид *Micula staurophora* вперше з'являється в зоні UC10, вид *Calculites obscurus* (базіонім: *Tetralithus obscurus*) – в UC11c, а *Broinsonia parca* – в коньяку, тому зони *Micula staurophora*, *Tetralithus obscurus* та *Broinsonia parca* на даний час доцільно виділяти у інтервалі об'єднаної наноформи *Micula staurophora*–*Tetralithus obscurus*–*Broinsonia parca*. За першою появою видів-індексів *Micula staurophora*, *Calculites obscurus* та *Broinsonia parca*, появою видів *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre, *Micula concava* (Stradner in Martini & Stradner), *Rucinolithus hayi* Stover, *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, зникненням (LO – lowest occurrence) *Marthasterites furcatus*, *Eprolithus floralis* (Stradner) (базіонім: *Lithastrinus floralis* Stradner) відповідає зонам: в діапазоні від UC10 до підзони UC15a (Burnett, 1998), наноформам *Micula staurophora* (син.: *Micula decussata*) верхів верхнього коньяку–нижньої частини сантону, *Tetralithus obscurus* верхів нижнього-верхнього сантону і *Broinsonia parca* нижнього кампану Західних Карпат (Gasparikova, 1984) та верхньому коньяку–нижній частині середнього кампану МСІІІ (Gradstein et al., 2020).

Зона ***Tetralithus aculeus*** відповідає верхньому кампану (Романів, 1999). Визначається як інтервал від FO *Ceratolithoides aculeus* (син.: *Tetralithus? aculeus*) до FO *Uniplanarius trifidus* (Stradner in Stradner & Papp) (базіонім: *Tetralithus trifidus* Stradner in Stradner & Papp) (Романів, 1991). Нанозона виділена у верхній частині пухівської світі у розрізі по р. Теремля, у березнянській світі в басейні р. Уж по потоках Стричавський та Іванчевський на південно-західній околиці с. Кострина, у строкатій товщі в розрізі по р. Голятинка, у скупівській світі в розрізі по лівій притоці р. Білий Черемош в потічку Кекача встановлено збіглий

комплекс нанофосилій, близький за складом до комплексу цієї наноформи (Вялов и др., 1989; Романів, 1991; Романів, 1994, 1999). За першою появою виду-індексу *Ceratolithoides aculeus* відповідає підзонам UC15b та UC15c (Burnett, 1998), однойменній зоні верхнього кампану Західних Карпат (Gasparikova, 1984) та середньому кампану МСІІІ (Gradstein et al., 2020).

Зона ***Tetralithus? trifidus*** відповідає нижньому маастрихту (Романів, 1999). Визначається як інтервал від FO *Uniplanarius trifidus* (базіонім: *Tetralithus trifidus*) до FO *Nephrolithus frequens* Górká (Романів, 1991). Нанозона простежена у верхньоберезнянській підсвіті по потоках Іванчевський, Стричавський і Масінг в басейні р. Уж та у скупівській світі в розрізі по лівій притоці р. Білий Черемош в потічку Кекача встановлено збіглий комплекс нанофосилій, близький за складом до комплексу цієї наноформи (Вялов и др., 1989; Романів, 1991; Романів, 1999). За першою появою виду-індексу *Uniplanarius trifidus* відповідає підзоні UC15d і нижній частині підзони UC15e (Burnett, 1998), однойменній зоні нижнього маастрихту та нижній частині зони *Lithraphidites quadratus* середнього маастрихту Західних Карпат (Gasparikova, 1984) та середньому кампану–нижній частині верхнього кампану МСІІІ (Gradstein et al., 2020).

Зона ***Nephrolithus frequens*** відповідає верхньому маастрихту (Романів, 1999). Визначається як біозона виду *Nephrolithus frequens* Górká (інтервал від першої появи до рівня зникнення (LO) зонального виду). Нанозона виділена у верхньоберезнянській підсвіті в басейні р. Уж в районі північної околиці с. Кострина (Вялов и др., 1989; Романів, 1991; Романів, 19786, 1999). У покрівлі зони зникає більшість крейдових видів та присутній *Markalius inversus* (Deflandre in Deflandre and Fert). Варто зазначити, що вид *Markalius inversus* є транзитним (крейда–палеоген) (Burnett, 1998). За першою та останньою появою виду-індексу *Nephrolithus frequens*, появою виду *Ceratolithoides kamptneri* Bramlette & Martini відповідає зонам у діапазоні від середньої частини підзони UC15e до UC20 (Burnett, 1998), верхній частині зони *Lithraphidites quadratus* середнього маастрихту і зони *Nephrolithus frequens* верхнього маастрихту Західних Карпат (Gasparikova, 1984) та верхньому кампану–верхньому маастрихту МСІІІ (Gradstein et al., 2020).

## 5.2 Планктонні форамініфери

Найбільш детальною серед відомих в Карпатах схем є зональна шкала Н.І. Маслакової (1967, 1978) (див. рис. 1), яку й було застосовано в роботі. Вона значною мірою ґрунтується на вивченні мергелистих порід пухівської, ярмутської, тисальської, яловецької світ, які вміщують CORBs. Враховано також регіональні підрозділи верхньої крейди Українських Карпат (Вялов и др., 1989). Поділ сеноману наведено згідно з (Наварівська, 2022). В результаті аналізу літературних джерел і власних даних уточнено характеристику підрозділів турону–маастрихту. З урахуванням таксономічної ревізії видів-індексів запропонований поділ досліджених відкладів скорельовано з біохронозонами, виділеними у класичному для верхньої крейди Тетисної області розрізі формацій Скаглія Б'янка альбу–сеноману і Скаглія Росса турону–маастрихту (Губіо, центральна Італія) (Coccioni, Premoli, Silva, 2015) та з підрозділами МСІІІ (див. рис. 12).

Верстви з *Thalmaninella globotruncanoides* (нижня частина нижнього сеноману) виділено у верхній частині тисальської світи (Наварівська, 2022). За появою *Thalmaninella globotruncanoides* (Sigal) відповідають зоні *Thalmaninella globotruncanoides* біохронологічної шкали (Coccioni, Premoli Silva, 2015; Gradstein et al., 2020).

Зона *Thalmaninella reicheli* (середня частина нижнього сеноману) виділена у верхній частині тисальської світи, де відмічені перші прошки рожевих мергелів (Дабагян, 1964; Наварівська, 2022). Характеризується інтервалом поширення виду-індексу *Thalmaninella reicheli* (Mornod), присутністю видів *Parathalmaninella appeninica* (Renz), *Thalmaninella deeckeii* (France), *Thalmaninella greenhornensis* (Morrow), першою появою *Rotalipora cushmani* (Morrow). За цими ознаками відповідає однойменній біохронозоні (Coccioni, Premoli Silva, 2015; Gradstein et al., 2020).

Зона *Rotalipora cushmani* (верхня частина нижнього сеноману–верхній сеноман) виділена у найвищій частині тисальської світи в розрізі урочища Тисало як інтервал між останньою появою виду *Thalmaninella reicheli* (Mornod) і останньою появою *Rotalipora cushmani* (Morrow) (Наварівська, 2022). Була

встановлена для відкладів Карпат, Криму і Кавказу (Маслакова, 1978). Характеризується масовим поширенням виду-індексу, відповідає однойменній біохронозоні (Coccioni, Premoli Silva, 2015; Gradstein et al., 2020).

Зона *Helvetoglobotruncana helvetica* (нижня частина турону) виділена для відкладів Карпат, Криму і Кавказу (Маслакова, 1978) (див. рис. 1). Як зона *Helvetoglobotruncana helvetica* і *Praeglobotruncana imbricata* була встановлена у низах пухівської світи (Пенінська зона) та у червоних вапнистих глинах низів яловецької світи в розрізі р. Лопушанка, лівої притоки р. Чорна Тиса поблизу с. Ясиня (Маслакова, 1965, 1967). Визначається інтервалом поширення *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) (Маслакова, 1978). Відповідає лоні *Praeglobotruncana stephani*, виділеній у низах пухівського горизонту (Вялов и др., 1989) (див. рис. 1), нижня границя якої проведена за повним зникненням роду *Rotalipora*, зокрема *Rotalipora cushmani* (Morrow), і появою представників родів *Praeglobotruncana* і *Dicarinella*. До характерних видів зони належать *Praeglobotruncana oraviensis* Scheibnerova, *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod), *Dicarinella hagni* (Scheibnerova). За вказаними характеристиками корелюється з біохронозонами *Whiteinella archaeocretacea* (покривля сеноману–низи турону) і *Helvetoglobotruncana helvetica* (нижня частина турону) (Coccioni, Premoli Silva, 2015; Ogg et al., 2020). Зауважимо, що віковий обсяг зони прийнято нами відповідно до схеми Н.І. Маслакової (1967, 1978), проте в Українських Карпатах потрібні подальші уточнення рівня першої появи *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) та інших характерних видів.

Комплекс з *Marginotruncana schneegansi*, *Marginotruncana sigali*, *Marginotruncana renzi* (верхня частина турону) визначається поширенням видів-індексів. За цією ознакою відповідає зонам “*Globotruncana lapparenti*” верхнього турону, “*Globotruncana angusticarinata*” нижнього коньяку і “*Globotruncana primitiva*” верхнього коньяку, виділених (Маслакова, 1967, 1978) (див. рис. 1) у пухівській світі Карпат, у відкладах Криму і Кавказу. Ці три зони було скорельовано з зоною “*Globotruncana schneegansi*” коньяку за шкалою (Bolli, 1966) (див. табл. 4 в: Маслакова, 1978). Зауважимо, що

в сучасній МСШ зона *Marginotruncana schneegansi* відповідає верхньому турону (Gradstein et al., 2020) (див. рис. 12).

Виділений в представленій роботі комплекс корелюється з зоною *Dicarinella primitiva*-*Marginotruncana sigali* (Coccioni, Premoli Silva, 2015) і зоною *Marginotruncana schneegansi* верхньої частини турону МСШ за переважанням представників роду *Marginotruncana*, їхнім видовим складом та першою появою *Dicarinella concavata* (Brotzen) у покрівлі підрозділу.

Зона ***Dicarinella concavata*** (покрівля турону-низи сантону) як зона “*Globotruncana concavata*” нижнього сантону була встановлена у пухівській світі (Пенінська і Мармароська зони), у відкладах Криму і Кавказу (Маслакова, 1967, 1978) і скорельована з однойменною зоною нижнього сантону за шкалою (Bolli, 1966) (див. табл. 4 в: Маслакова, 1978). Нижня границя зони проводиться за першою появою виду-індексу. Характерна присутність *Marginotruncana desioi* (Gandolfi), *Rugoglobigerina ordinata* (Subbotina), *Rugoglobigerina kingi* Trujillo, *Globotruncana lapparenti* Brotzen. У межах зони відмічено появу *Contusotruncana fornicata* (Plummer). За вказаними ознаками відповідає біохронозоні *Dicarinella concavata* (покрівля турону-низи сантону) (Coccioni, Premoli Silva, 2015; Gradstein et al., 2020).

Зона ***Contusotruncana fornicata*** (верхня більша частина сантону) встановлена у пухівській світі (Пенінська зона), у відкладах Криму і Кавказу як зона “*Globotruncana fornicata*” верхнього сантону (Маслакова, 1967, 1978). За поширенням *Contusotruncana fornicata* (Plummer), появою *Globotruncanita stuartiformis* Dalbies і *Globotruncana bulloides* Vogler корелюється з біохронозоною *Dicarinella asymerica* (верхня більша частина сантону) (Coccioni, Premoli Silva, 2015; Gradstein et al., 2020).

Зона ***Globotruncanita elevata*** (нижня частина кампану) виділена у пухівській світі (Пенінська зона), у відкладах Криму і Кавказу (Маслакова, 1967, 1978). Характеризується доволі різкою зміною видового складу форамініфер, найбільшого поширення набувають *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana linneana* (Orbigny) і *Rugoglobigerina kelleri* (Subbotina) (Маслакова, 1978). Відповідає біохронозоні *Globotruncanita elevata* нижнього кампану (Coccioni, Premoli Silva, 2015; Gradstein et al., 2020).

Зона ***Contusotruncana morozovae*** (середня частина кампану) встановлена у пухівській світі (Пенінська зона), у відкладах Криму і Кавказу як зона “*Globotruncana morozovae*” (Маслакова, 1967, 1978). Зональна асоціація досліджена в басейні р. Велика Уголька (Наварівська, Генералова, 2022). Визначається за численними *Contusotruncana morozovae* (Vassilenko), появою і подальшим поширенням *Contusotruncana plummerae* (Gandolfi), першою появою *Globotruncana majzoni* Sacal et Debourle, останньою появою *Globotruncanita elevata* (Brotzen). Першу появу *Globotruncanita stuarti* (Lapparent) відмічено у верхах зони. За вказаними характеристиками корелюється з біохронозонами *Contusotruncana plummerae*, *Radotruncana calcarata*, *Globotruncanella havanensis* кампану (Coccioni, Premoli Silva, 2015; Gradstein et al., 2020).

Зона ***Globotruncanita stuarti*** (верхня частина кампану-нижня частина маастрихту) виділена у відкладах Пенінської зони Карпат, Криму і Кавказу як зона (або лона) нижнього маастрихту (Маслакова, 1967, 1978; Вялов и др., 1989) (див. рис. 1). Відмічена в мергелях пухівської світі Пенінської зони (Вялов и др., 1989), в червоних мергелях пухівської світі у басейні р. Велика Уголька (Наварівська, Генералова, 2022), у піскувато-глинистому фліші в Пенінській зоні (Маслакова, 1967), який, вірогідно, відноситься до ярмутської світи. За масовим поширенням виду *Globotruncanita stuarti* (Lapparent), першою появою *Gansserina gansseri* (Bolli) у підшві зони і першою появою *Contusotruncana contusa* (Cushman) відповідає зонам *Globotruncana aegyptiaca*, *Gansserina gansseri* і *Contusotruncana contusa* Тетисної області (Coccioni, Premoli Silva, 2015) та верхам кампану-нижній частині маастрихту МСШ (Gradstein et al., 2020).

Зона ***Abathomphalus mayaroensis*** (верхня частина маастрихту) виділена у відкладах Пенінської зони Українських Карпат, Криму і Кавказу (Маслакова, 1967, 1978), де була зіставлена з однойменною зоною за шкалою (Bolli, 1966) (див. табл. 4 в: Маслакова, 1978). У ранзі лони визначає верхи пухівського горизонту (Вялов и др., 1989). Характеризує мергелі пухівської світи (Вялов и др., 1989) або сіроколірний фліш (Маслакова, 1967), який, вірогідно, відноситься до ярмутської світи. Визначена

як інтервал поширення виду *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli). Відмічена поява видів *Rugoglobigerina macrocephala* Bronnimann, *Trinitella scotti* (Bronnimann), *Globotruncanella petaloidea* (Gandolfi). За вказаними характеристиками відповідає верхньому маастрихту МСШ у складі зон *Abathomphalus mayaroensis*, *Pseudoguembelina hariaensis*, *Plummerita hantkeninoides* (Gradstein et al., 2020).

### 5.3 Бентосні форамініфери

Застосовано біозональний поділ, встановлений Л.Д. Пономарьовою (2007), на підґрунті форамініферової шкали Польських Карпат Б. Ольшевської (Olszewska, 1997).

Зона **Uvigerinamina jankoi** (турон) виділена у найнижчій частині голятинської товщі у розрізах річок Ріка, Голятинка, по потоку Рудавець (Пономарьова, 2007). Зональна асоціація визначена у червоних аргілітах нижньої частини пухівської світи у розрізі р. Теремля (Мармароська зона) (Navariivska et al., 2023) та в аналогічних відкладах яловецької світи (Дуклянський покрив) (Гнилко та ін., 2022), де характерними є *Uvigerinamina jankoi* Majzon, *Labrospira pacifica* Krasheninnikov, *Recurvovoides pentacameratus* Krasheninnikov, *Plectorecurvovoides parvus* Krasheninnikov, *Praecystamina globigerinaeformis* Krasheninnikov, *Verneulinoides polystraphus* (Reuss), *Gerochammina obesa* Neagu. Верстви з *Uvigerinamina jankoi* (сеноман–турон) виділено у нижньояловецькій підсвіті (Дабаян, 1978; Вялов и др., 1989). Комплекс аглютинованих форамініфер з численними *Uvigerinamina jankoi* Majzon прослідковано в червоних аргілітах нижньояловецької підсвіті (турон–коньяк) у розрізах річок Чорний і Білий Черемош, Яловичора, Сучава (Маслакова, 1965). Акме-зона *Uvigerinamina jankoi* (турон) характеризує аналогічні відклади Польських Карпат (Olszewska, 1997).

Зона **Spiroplectinella costata** (коньяк–нижня більша частина сантону) виділена в розрізах голятинської товщі по р. Голятинка та потоку Банному (Пономарьова, 2007). Визначена у червоних аргілітах пухівської світи у розрізі р. Теремля (Мармароська зона) за появою *Spiroplectinella costata* (Huss). Присутні *Uvigerinamina jankoi* Majzon, *Harlophragmoides perplexicatus* Krasheninnikov, *Recurvovoides pseudo-*

*symmetricus* Krasheninnikov, *Plectorecurvovoides rotundus* Krasheninnikov, *Gerochammina stanislawa* (Neagu), *Dorothia oxycona* (Reuss) (Navariivska et al., 2023). Відповідає однойменній зоні Польських Карпат (Olszewska, 1997) як інтервал поширення виду-індексу.

Зона **Caudamina gigantea** (верхній сантон–нижній кампан) виділена у голятинській товщі в розрізах річок Голятинка, Ріка та по потоку Смерековий (басейн р. Мала Голятинка) (Пономарьова, 2007). В розрізі р. Голятинка разом з форамініферами визначено нанопланктон зон *Tetralithus obscurus* (верхи нижнього сантону–верхній сантон) та *Broinsonia parca* (нижній кампан) (Романів, 1994; Пономарьова, 2007). Відповідає акме-зоні *Caudamina gigantea* верхнього сантону–нижнього кампану Польських Карпат (Olszewska, 1997) за масовим поширенням виду-індексу.

Зона **Rzehakina inclusa** (верхній кампан–маастрихт) виділена у голятинській товщі в розрізах річок Голятинка, Ріка та по потоках Рудавець і Банному. Тут же виявлено нанопланктон зони *Tetralithus aculeus* (верхній кампан) і характерні для маастрихту планктонні *Rugoglobigerina macrocephala* (Романів, 1994; Пономарьова, 2007). Відповідає однойменній зоні верхнього кампану–маастрихту Польських Карпат (Olszewska, 1997) як інтервал між першою появою виду-індексу і першою появою *Rzehakina fissistomata* (Grzybowski).

Зона **Rzehakina fissistomata** (палеоцен) виділена у верхах голятинської товщі в розрізах річок Голятинка, Ріка, Мала Голятинка та у потоці Рудавець (Пономарьова, 2007).

## 6. Нижня і верхня границі CORBs в Українських Карпатах

Стратиграфічно найнижчі прошарки червоноколірних порід у відкладах крейди Українських Карпат відмічено у сухівській світі (Буркутський покрив, Зовнішні Карпати) та у тисальській світі (Пенінська зона, Внутрішні Карпати). В сухівській світі найнижчі прошарки коричнево-червоних вапнистих аргілітів і мергелів трапляються в інтервалі її розрізу (потужністю 80 м), який відповідає (Вялов и др., 1988; Романів, 1991) нанопланктонній зоні *Eiffelithus turriseiffeli* (верхи верхнього альбу–нижній сеноман). У тисальській світі

перші прошарки рожевих мергелів відмічено у частині світи, яка відповідає форамініферовим зонам *Thalmaninella reicheli* і *Rotalipora cushmani* сеноману (Дабагян, 1964; Вялов и др., 1988; Наварівська, 2022).

Нижня границя відносно потужних червоноколірних відкладів пухівської світи (Пенінська і Мармароська зони) та голятинської товщі (Субсілезький покрив) тяжіє до межі сеноману і турону (див. рис. 4, 12) (Дабагян, 1964; Маслакова, 1967; Вялов и др., 1988, 1989; Дабагян и др., 1989; Пономарьова, 2007; Наварівська 2022; Navarivska et al., 2023).

Дискусія про вік нижньої границі яловецької світи (Дуклянський, Черногорський, Свидовецький, Красношорський покриви) широко висвітлена у літературі другої половини ХХ ст. (Маслакова, 1965 та посилання там само; Маслакова, 1967; Вялов и др., 1988 та посилання там само). За даними Н.І. Маслакової (1965), в межах Черногорського покриву верхня частина шипотської світи за форамініферами відповідає сеноману, а червоноколірні низи яловецької світи – зоні *Helvetoglobotruncana helvetica* нижнього турону. В межах Дуклянського покриву відмічено туронський вік підшви червоних аргілітів яловецької світи (Вялов и др., 1988). У регіональних схемах (Вялов и др., 1989; Стратиграфія..., 2013) нижньояловецька підсвіта відповідає сеноману–турону. При цьому, за даними усіх дослідників, для червоноколірних порід нижньояловецької підсвіти характерною є асоціація аглютинованих форамініфер з *Uvigerinammina jankoi* Majzon (Маслакова, 1965, 1967; Дабагян, 1978; Вялов и др., 1988, 1989; Стратиграфія..., 2013). Перша поява виду *Uvigerinammina jankoi* Majzon відмічена у туроні Румунських, Чеських, Польських і Українських Карпат (Gerösch, Nowak, 1984; Bublik, 1995; Olszewska, 1997; Skupien et al., 2009; Navarivska et al., 2023), а у відкладах Пенінського поясу відповідає зоні *Helvetoglobotruncana helvetica* нижнього турону (Маслакова, 1967) або зоні *Margino-truncana sigali* верхнього турону (Bak et al., 1995).

Таким чином, враховуючи дані за нанопланктоном (Романив, 1991; Романів, 1999), планктонними і бентосними форамініферами (Маслакова, 1965, 1967; Вялов и др., 1988),

в представленій роботі нижню межу саме червоноколірних порід яловецької світи зіставлено з межею сеноману і турону. Ми вважаємо, що цю межу, яка чітко літологічно виражена і піддається геологічному картуванню, слід приймати за границю між яловецькою і шипотською світами, адже саме горизонт червоних і зелених аргілітів вважався нижньою частиною яловецької світи при її виділенні (Вялов и др., 1988 і посилання там само). Відклади, які залягають нижче і містять сеноманську фауну (Маслакова, 1965) – зелені аргіліти, а також фліш з пластами кварцових пісковиків і алевролітів типово шипотського «склистою» вигляду (див. рис. 10, А), слід відносити уже до шипотської світи.

Верхня межа пухівської світи у Пенінській зоні відмічена в інтервалі маастрихту, де вона діахронно заміщується сіроколірним флішем ярмутської світи (Вялов и др., 1989). За нашими даними (Наварівська, Генералова, 2022), в басейні р. Велика Уголька стратиграфічно найвищі червоні мергелі пухівської світи відповідають зоні *Globotruncanites stuarti* (верхня частина кампану–нижня частина маастрихту). В Мармароській зоні, в розрізі р. Теремля, верхи розрізу червоних мергелів пухівської світи відповідають зоні *Tetralithus aculeus* (верхній кампан), а пакети буро-червоних і зеленуватих аргілітів містяться серед ярмутської світи маастрихту.

Покрівля строкатої голятинської товщі (Субсілезький покрив) відповідає палеоцену (зона *Rzehakina fissistomata*) (Пономарьова, 2007). Верхня межа червоних і строкатих відкладів нижньояловецької підсвіти (Черногорський покрив) тяжіє до межі коньяку–сантону за форамініферами (Маслакова, 1965) і нанопланктоном (Романив, 1991). Прошарки червоно-бурих аргілітів трапляються у верхньояловецькій підсвіті, вік якої відповідає сантону за форамініферами (Маслакова, 1965) або верхам верхнього коньяку–сантону за нанопланктоном (Романив, 1991). В сухівській світі вік стратиграфічно найвищої пачки строкатих мергелів і аргілітів відповідає пізньому турону (Романив, 1991).

Зауважимо, що строкаті відклади поширені також у палеоцені–еоцені Карпат, де здебільшого формують малопотужні горизонти.

## Висновки

В Українських Карпатах розвинені крейдові відклади, що містять червоні океанічні пелагічні верстви (англ. CORBs – Cretaceous Oceanic Red Beds). CORBs мають глобальне поширення. Вони різко збіднені органічною речовиною, їх формування пов'язують з періодами похолодання та інтенсивною циркуляцією холодних, збагачених киснем глибоководних течій, які окислюють органічний вуглець (Hu et al., 2009; 2012 та ін.).

CORBs в Українських Карпатах поширені у верхній крейді, тоді як нижньокрейдові відклади, особливо у Зовнішніх (Флішевих) Карпатах, часто збагачені органічною речовиною (зокрема чорні сланці шипотської і спаської світи). Така зміна збагачених та збіднених органічною речовиною відкладів може бути пов'язана із закономірними змінами клімату (Wang et al., 2011 та ін.).

У Внутрішніх Карпатах, в Пенінській зоні та Мармароській зоні скель, CORBs представлені потужними (100–200 м) переважно червоноколірними породами пухівської світи турону–маастрихту. Нижня, туронська, частина пухівської світи присутня на Мармароському масиві. Найдавніші CORBs у вигляді прошарків рожевих мергелів відмічені у верхній частині (середня частина нижнього сеноману–верхній сеноман) тисальської світи Пенінській зоні. Відклади з CORBs у Пенінській зоні інтенсивно деформовані і входять до складу тектонічного меланжу, а у Мармароській – залягають моноклінально та є слабко деформовані.

У Зовнішніх Карпатах відносно потужні CORBs представлені: строкатими аргілітами і мергелями голятинської товщі турону–палеоцену (Субсілезький покрив); червоноколірними і строкатими аргілітами нижньояловецької підсвіти турону–коньяку (Дуклянський, Чорногорський, Свидовецький та Красношорський покриви); пачками строкатих мергелів верхнього сеноману–турону у складі сухівської світи (Буркутський покрив). У вигляді червоно-бурих прошарків CORBs трапляються в інтервалі верхів верхнього альбу–нижнього сеноману сухівської світи та у верхньояловецькій підсвіти сантону. CORBs у Зовнішніх Карпатах більшою чи меншою мірою є деформованими, особливо сильно деформованими

є пластичні мергелі сухівської світи, що значно затрудняє встановлення їх стратиграфічної послідовності.

Уточнено вік відкладів Українських Карпат, які вміщують CORBs. Досліджені відклади скорельовано з сучасною МСШ (Gradstein et al., 2020) на підґрунті нанопланктону і планктонних форамініфер (див. рис. 4, 12). Відповідно до МСШ уточнено вік та обсяги виділених А.М. Романів (Романів, 1991; Романів, 1992; Романів, 1999) наноzone: *Eiffellithus turriseiffeli* (верхи альбу–нижній сеноман); *Gartnerago obliquum* (середній сеноман–нижня частина нижнього турону); *Eiffellithus eximius*–*Marthasterites furcatus* (нижній турон–нижня частина верхнього коньяку); *Micula staurophora*–*Tetralithus obscurus*–*Broinsonia parca* (верхній коньяк–нижня частина середнього кампану); *Tetralithus aculeus* (середній кампан); *Tetralithus? trifidus* (середній кампан–нижня частина верхнього кампану); *Nephrolithus frequens* (верхній кампан–верхній маастрихт). Виділені наноzone зіставлено в діапазоні BC27/UC0 (верхній альб–нижній сеноман) – UC20 (верхній маастрихт) у відповідності до першої появи зональних видів за шкалою верхньої крейди Бореальної і Тетичної провінцій Дж. Барнет (Burnett, 1998).

Біозональний поділ верхньої крейди Карпат за планктонними форамініферами (Маслакова, 1967, 1978) уточнено згідно з (Вялов и др., 1989; Наварівська, 2022; Наварівська, Генералова, 2022) і зіставлено з біохронозонами типового розрізу Тетичної області (Coccioni, Premoli Silva, 2015) та підрозділами МСШ. У досліджених відкладах виділено: зони *Thalmaninella reicheli* (середня частина нижнього сеноману), *Rotalipora cushmani* (верхня частина нижнього сеноману–верхній сеноман), *Helvetoglobotruncana helvetica* (нижня частина турону), *Dicarinella concavata* (покривля турону–низи сантону), *Contusotruncana fornicata* (верхня більша частина сантону), *Globotruncanita elevata* (нижня частина кампану), *Contusotruncana morozovae* (середня частина кампану), *Globotruncanita stuarti* (верхня частина кампану–нижня частина маастрихту), *Abathomphalus mayaroensis* (верхня частина маастрихту); верстви з *Thalmaninella globotruncanoides* (нижня частина нижнього сеноману); комплекс з *Marginotruncana schneegansi*, *Marginotruncana sigali*, *Margi-*

*notruncana renzi* (верхня частина турону). У відповідності до зонування голятинської товщі Українських Карпат (Пономарьова, 2007) виділено зони за бентосними форамініферами: *Uvigerinammina jankoi* (турон); *Spiroplectinella costata* (коньяк–нижня більша частина сантону); *Caudammina gigantea* (верхній сантон–нижній кампан); *Rzehakina inclusa* (верхній кампан–маастрихт); *Rzehakina fissistomata* (палеоцен).

Нижня межа відносно потужних червоноколірних відкладів крейди Українських Карпат корелюється з межею сеноману і турону, на що вказує поява планктонних форамініфер зони *Helvetoglobotruncana helvetica* або бентосних форамініфер зони *Uvigerinammina jankoi* у підосві пухівської світи (Пенінська зона і Мармароська зона скель), голятинської товщі (Субсілезький покрив) та у низах нижньояловецької підсвіти (Дуклянський, Чорногорський, Свидовецький та Красношорський покриви).

**Подяки.** Автори щиро вдячні рецензентам статті за конструктивні зауваження і поради, які дали змогу покращити роботу.

#### СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Вялов О.С., Гавура С.П., Даныш В.В., Лемшико О.Д., Лещух Р.И., Пономарева Л.Д., Романив А.М., Смирнов С.Е., Смолинская Н.И., Царненко П.Н. Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат. Киев: Наукова думка, 1988. 204 с.
- Вялов О.С. (Ред.). История геологического развития Украинских Карпат. Киев: Наукова думка, 1981. 180 с.
- Вялов О.С., Андреева-Григоревич А.С., Гавура С.П., Дабагян Н.В., Даныш В.В., Кульчицкий Я.О., Лещух Р.И., Лозыняк П.Ю., Петрашкевич М.И., Пономарева Л.Д., Романив А.М., Царненко П.Н. Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме меловых отложений Украинских Карпат. Львов, 1989. 51 с. (Препр. АН УССР, Ин-т геологии и геохимии горючих ископаемых; № 89-5).
- Глушко В.В., Круглов С.С. (Ред.). Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. Москва: Недра, 1971. 389 с.
- Гнилко О.М. Геологія Субсілезького покриву в басейні р. Ріка (Українські Зовнішні Карпати, Голятинська структура). *Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол.* 2022. Вип. 36. С. 25–44. <http://dx.doi.org/10.30970/vgl.36.03>
- Гнилко О. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Ч. 1. Основні елементи Карпатської споруди. *Геодинаміка*. 2011. № 1 (10). С. 47–57. DOI: <https://doi.org/10.23939/jgd2011.01.047>
- Гнилко О., Гнилко С., Марченко Р. Стратиграфія та умови накопичення крейдово-палеогенових флішових відкладів Дуклянського покриву (Українські Карпати) за вивченням дрібних форамініфер і седиментологічними даними. *Палеонтол. сб.* 2020. № 52. С. 50–70.
- Гнилко О.М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Ст. 2. Флішові Карпати – давня акреційна призма. *Геодинаміка*. 2012. № 1 (12). С. 67–78. DOI: <https://doi.org/10.23939/jgd2012.01.067>
- Гнилко О.М., Генералова Л.В. Тектоно-седиментационное развитие Предмармарошской аккреционной призмы Украинских Флишевых Карпат. *Вестн. Санкт-Петербург. ун-та. Сер. 7*. 2014. Вып. 2. С. 5–23.
- Гнилко О.М., Гнилко С.Р., Генералова Л.В. Тектоно-седиментационная эволюция південно-західної частини Українських Флішевих Карпат. *Наук. вісн. НГУ*. 2015. № 2. С. 5–13.
- Гнилко О.М., Гнилко С.Р., Генералова Л.В. Формирование структур Утесовых зон и межуетесового флиша Внутренних Украинских Карпат – результат сближения и коллизии микроконтинентальных террейнов. *Вестн. Санкт-Петербург. ун-та. Сер. 7*. 2015. Вып. 2. С. 4–24.
- Гнилко С.Р., Гнилко О.М., Богданова М.І. Вік і глибини седиментації червоноколірних відкладів яловецької світи верхньої крейди (Дуклянський покрив, Українські Зовнішні Карпати). *Актуальні питання стратиграфії осадових басейнів України: нові ідеї і пріоритетні напрями досліджень: тез. доп. наук. конф. (Київ, 28–29 верес. 2022 р.)*. Київ, 2022. С. 10–11.
- Дабагян Н.В. О горизонте с *Uvigerinammina jankoi* M a j z o n в Украинских Карпатах. *Палеонтол. сб.* 1978. № 15. С. 9–13.
- Дабагян Н.В. Фораминиферы верхнего мела Утесовой и Мармарошской зон Восточных Карпат. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Львов, 1964. 24 с.
- Дабагян Н.В., Кульчицкий Я.О., Лозыняк П.Ю. Возраст и стратотип суховской свиты (Украинские Карпаты). *Палеонтол. сб.* 1981. № 18. С. 101–108.
- Дабагян Н.В., Савицкая Н.А., Смирнов С.Е. Палеонтологическая характеристика верхнемеловых отложений по р. Теребле (Мармарошская зона). *Палеонтол. сб.* 1989. № 26. С. 58–65.
- Круглов С.С., Смирнов С.Е., Спитковская С.М., Фильштинский Л.Е., Хижняков А.В. Геодинамика Карпат. Київ: Наукова думка, 1985. 136 с.



- Маслакова Н.И. Глоботрунканиды и их стратиграфическое значение для верхнемеловых отложений Крыма, Кавказа и Советских Карпат. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Москва, 1967. 40 с.
- Маслакова Н.И. Глоботрунканиды Юга Европейской части СССР. Москва: Наука, 1978. 168 с.
- Маслакова Н.И. Новые данные по стратиграфии верхнемеловых отложений Черногорской зоны Восточных Карпат. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.* 1965. № 2. С. 3–20.
- Мацьків Б.В., Пукач Б.Д., Воробканич В.М., Пастуханова С.В., Гнилко О.М. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші М-34-XXXVI (Хуст), L-34-VI (Бая-Маре), М-35-XXXI (Надвірна), L-35-I (Вишеу-Де-Сус). Карпатська серія. Пояснювальна записка. Київ: УкрДГРІ, 2009. 188 с.
- Наварівська К.О., Генералова Л.В. Поширення форамініфер у верхньокрейдових відкладах Пенінської кліпової зони Українських Карпат (басейни річок Велика і Мала Угольки). *Матеріали XIII конф. «Проблеми геології України»*. Львів, 2022. С. 103.
- Наварівська К.О. Біостратиграфія та умови накопичення пограничних відкладів нижньої і верхньої крейди за дрібними форамініферами (Пенінська зона, Українські Карпати). *Геол. журн.* 2022. № 2 (379). С. 86–99. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2022.2.253854>
- Пономарьова Л.Д. Форамініфери крейдових відкладів Голятинської структури. *Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи*: зб. наук. пр. ІГН НАН України. Київ, 2007. С. 192–194.
- Романив А.М. Известковый нанопланктон меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат. Киев: Наукова думка, 1991. 148 с.
- Романив А.М. О возрасте яловецкой свиты по известковому нанопланктону (Украинские Карпаты). *Докл. АН СССР*. 1990. Т. 312, № 3. С. 961–693.
- Романів А.М. Вапнистий нанопланктон сухівської світи (Українські Карпати). *Доп. АН УРСР. Сер. Б.* 1978а. № 2. С. 118–120.
- Романів А.М. Вапняний нанопланктон крейдових відкладів Голятинської структури Карпат. Стратиграфічні та палеонтологічні дослідження в Україні. Київ, 1994. С. 46. (Препр. НАН України, Ін-т геол. наук; 94).
- Романів А.М. Результати вивчення вапняного нанопланктону Українських Карпат. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 1999. № 1 (106). С. 67–77.
- Романів Г.М. Вапнистий нанопланктон маастрихтських відкладів березнянської світи Українських Карпат. *Доп. АН УРСР. Сер. Б.* 1978б. № 7. С. 606–608.
- Стратиграфические схемы фанерозоя и докембрия Украины. Стратиграфическая схема фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения. Графические приложения. Киев, 1993.
- Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України: у 2-х т. Т. 1. Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України: Гожик. П.Ф. (гол. ред.). Київ: Логос, 2013. 637 с.
- Чернов В.Г. Стратотип соймульської світи. *Очерки по геологии Советских Карпат*. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1966. С. 78–90.
- Bąk K., Bąk M., Gasiński A., Jamiński J. Biostratigraphy of Albian to Turonian Deep-Water Agglutinated Foraminifera calibrated by Planktonic Foraminifera, Radiolaria, and Dinoflagellate Cysts in the Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. In: Kaminski M.A., Geroch S. & Gasiński M.A. (Eds.). *Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation Special Publication. 1995. No. 3. P. 13–27.
- Bąk K. Biostratigraphy of deep water agglutinated foraminifera in Scaglia Rossa type deposits of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. In: *Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*; Grzybowski Foundation, Special Publication 7; Hart M.B., Kaminski M.A., Smart C.W. (Eds.). Grzybowski Foundation, Drukarnia Narodowa: Kraków, Poland, 2000. P. 15–41.
- Bolli H.M. Zonation of Cretaceous to Pliocene Marine Sediments Based on Planktonic Foraminifera. *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*. 1966. Vol. 9. P. 3–32.
- Bubik M. Cretaceous to Paleogene agglutinated foraminifera of the Bilé Karpaty unit (West Carpathians, Czech Republik. In: Kaminski M.A., Geroch S. & Gasiński M.A. (Eds.). *Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation Special Publication. 1995. No. 3. P. 71–116.
- Burnett J.A. Upper Cretaceous. In: Bown P.R., (Ed.). *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series. London: Chapman and Hall/Kluwer Academic Publishers, 1998. P. 132–199.
- Coccioni R., Premoli Silva I. Revised Upper Albian – Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magneto-stratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy). *Newsletters of stratigraphy*. 2015. Vol. 48 (1). P. 47–90. DOI: 10.1127/nos/2015/0055
- Gasparikova V. Cretaceous nannoplankton zones of the West Carpathians. *Zapadny Karpaty. Ser. Paleontol.* 1984. Vol. 9. P. 73–86.
- Geroch S., Nowak W. Proposal of zonation for the Late Tithonian–Late Eocene, based upon arenaceous Foraminifera from the Outer Carpathians, Poland. In: *Benthos'83 (Ed. H.J. Oertli)*. 2nd International Symposium on Benthic Foraminifera Pau (France), April 11–15, 1983. Elf Aquitaine, ESSO REP and TOTAL CFP, Pau and Bordeaux, 1984. P. 225–239.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (Eds). *Geologic Time Scale*. Elsevier. 2020. 1351 p.
- Hu X., Scott R., Cai Y., Wang C., Melinte-Dobrinescu M. Cretaceous Oceanic Red Beds (CORBs): different time scales, different origin models. *Earth Science Reviews*. 2012. Vol. 115. P.217–248. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.09.007>

- Hu X.M., Jansa L., Wang C.S., Sarti M., Bak K., Wagreich M., Michalik J., Soták J. Upper Cretaceous oceanic red beds (CORBs) in the Tethys: occurrences, lithofacies, age, and environments: *Cretaceous Research*. 2005. Vol. 26. P. 3–20. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2004.11.011>
- Hu X.M., Wang C.S., Scott R.W., Wagreich M., Jansa L. (Eds.). Cretaceous Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins and Paleooceanographic and Paleoclimatic Significance: *SEPM Special Publication*. 2009. Vol. 91. P. 0–276. <https://doi.org/10.2110/sepmssp.091>
- Krobicki M., Hnylko O., Feldman-Olszewska A., Iwanczuk J. Tectono–Stratigraphic Position of the Kaminnyi Potik Unit in the Ukrainian Carpathians and Volcanogenic Rocks of Mt Chyvchyn. In: Roch R. et al. (Eds.), *STRATI 2013*. Springer Geology. 2014. P. 533–537. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-04364-7\\_102](https://doi.org/10.1007/978-3-319-04364-7_102)
- Melinte-Dobrinescu M.C., Roban R.-D. Cretaceous oxic-anoxic changes in the Romanian Carpathians. *Sedimentary Geology*. 2011. Vol. 235. P. 79–90.
- Navarivska K., Hnylko S., Heneralova L. Turonian to Santonian Foraminiferal Biostratigraphy and Paleobathymetry of Non-calcareous Red Beds of the Vezhany Nappe (Ukrainian Inner Carpathians). In: Bębenek S., Waśkowska A. & Kaminski M.A. (Eds.). *Eleventh International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication*. 2023. No. 26. P. 91.
- Olszewska B. Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geohistory. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. 1997. Vol. 67. P. 325–337.
- Romaniv A. Calcareous nannoplankton of the Ukrainian Carpathians Cretaceous. In: Hamršíd B., Young J.R. (Eds.). *Nannoplankton Research, Proceedings of the 4th INA Conference, Prague 1991*. Knihovnička zemního plynu a nafty, 14a. 1992. Vol. 1. P. 179–187.
- Schlanger S.O., Jenkyns H.C. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*. 1976. Vol. 55. P. 179–184.
- Skupien P., Bubík M., Svabenicka L., Mikulas R., Vasicek Z., Matýsek D. Cretaceous oceanic red beds in the Outer Western Carpathians of the Czech Republic. In: Hu X., Wang C., Scott R., Wagreich M., Jansa L. (Eds.). *Cretaceous Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins, and Paleooceanographic and Paleoclimatic Significance. SEPM Special Publication* 91. 2009. P. 99–109.
- Wang C., Xiumian Hu, Huang Y., Wagreich M., Scott R., Hay W. Cretaceous oceanic red beds as possible consequence of oceanic anoxic events. *Sedimentary Geology*. 2011. Vol. 235. P. 27–37. URL: <http://www.mikrotax.org> (Last accessed: 30.04.2023).

Надійшла до редакції 02.06.2023

Надійшла у ревізованій формі 09.07.2023

Прийнята 04.09.2023

## REFERENCES

- Chernov V.G. 1966. Stratotype of the Soymul Formation. In: *Essays on the geology of the Soviet Carpathians*. Moscow: Moscow University Press, pp. 78–90 (in Russian).
- Dabagyan N.V. 1964. Upper Cretaceous planktonic foraminifera of the Pieniny Klippen Belt and Marmarosh Zone of the Eastern Carpathians. Abstract dis. ... PhD of geol.-mineral. sci. Lvov (in Russian).
- Dabagyan N.V. 1978. On the horizon with *Uvigerinammina jankoi* M a j z o n in the Ukrainian Carpathians. *Paleontological collection*, 15: 9–13 (in Russian).
- Dabagyan N.V., Kulchytsky Ya.O., Lozynyak P.Yu. 1981. Age and stratotype of the Sukhiv suite (Ukrainian Carpathians). *Paleontological collection*, 18: 101–108 (in Russian).
- Dabagyan N.V., Savitskaya N.A., Smirnov S.E. 1989. Paleontological characteristics of the Upper Cretaceous deposits along the Tereblya River (Marmarosh zone). *Paleontological collection*, 26: 58–65 (in Russian).
- Glushko V.V., Kruglov S.S. (Eds.). 1971. Geological structure and combustible minerals of the Ukrainian Carpathians. Moscow: Nedra (in Russian).
- Gozhyk P.F. (Ed.). 2013. Stratigraphy of the Upper Proterozoic and Phanerozoic of Ukraine in two volumes. Vol. 1: Stratigraphy of the Upper Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic of Ukraine. Kyiv: Lohos (in Ukrainian).
- Hnylko O.M. 2022. Geology of the Sub-Silesian Nappe in the Rika River Basin (Ukrainian Carpathians, Holyatyn Structure). *Visnyk of the Lviv University. Series Geology*, 36: 25–43. <http://dx.doi.org/10.30970/vgl.36.03> (in Ukrainian).
- Hnylko O., Hnylko S., Marchenko R. 2020. Stratigraphy and sedimentary environments of Cretaceous-Paleogene flysch deposits of the Dukla Nappe (Ukrainian Carpathians) based on the study of small foraminifera and sedimentological data. *Paleontological collection*, 52: 50–70 (in Ukrainian).
- Hnylko O.M., Heneralova L.V. 2014. Tectonic-sedimentary evolution of the Pre-Marmaros accretionary prism of the Ukrainian Flysch Carpathians. *Vestnik of Saint Petersburg University, Series 7, Geology, Geography*. 2: 5–23 (In Russian).

- Hnylko O.M., Hnylko S.R., Heneralova L.V. 2015. Formation of the structures of the Klippen zones and interklippen flysch of the Inner Ukrainian Carpathians as a result of the convergence and collision of microcontinental terranes. *Vestnik of Saint Petersburg University, Series 7, Geology, Geography*, 2: 4–24 (in Russian).
- Hnylko O.M., Hnylko S.R., Heneralova L.V. 2015. Tectonic-sedimentary evolution of the southwestern part of the Ukrainian Flysch Carpathians. *Naukovyi Visnyk Natsionalnoho Hirnychoho Universytetu*, 2: 5–13 (in Ukrainian).
- Hnylko S.R., Hnylko O.M., Bohdanova M.I. 2022. Age and depth of sedimentation of the red-colored deposits of the Upper Cretaceous Yalovets Formation (Dukla Nappe, Ukrainian Outer Carpathians). In: *Current issues of the stratigraphy of sedimentary basins of Ukraine: new ideas and priority areas of research: theses of scientific conference reports* (Kyiv, September 28–29, 2022). Kyiv, pp. 10–11 (in Ukrainian).
- Hnylko O.M. 2011. Tectonic zoning of the Carpathians in terms of the terrane tectonics. Section 1. Main units of the Carpathian Building. *Geodynamics*, 10: 47–57. DOI: <https://doi.org/10.23939/jgd2011.01.047> (in Ukrainian).
- Hnylko O.M. 2012. Tectonic zoning of the Carpathians in terms of the terrane tectonics. Article 2. The Flysch Carpathian – ancient accretionary prism. *Geodynamics*, 12: 67–78. DOI: <https://doi.org/10.23939/jgd2012.01.067> (in Ukrainian).
- Kruglov S.S., Smirnov S.E., Spitkovskaya S.M., Filshtinsky L.E., Khizhnyakov A.V. 1985. Geodynamics of the Carpathians. Kyiv: Naukova Dumka (In Russian).
- Maslakova N.I. 1965. New data on the stratigraphy of the Upper Cretaceous deposits of the Chornohora Zone of the Eastern Carpathians. *Bulletin of Moscow University. Geological series*, 2: 3–20 (in Russian).
- Maslakova N.I. 1967. Globotruncanids and their stratigraphic significance for the Upper Cretaceous deposits of the Crimea, the Caucasus and the Soviet Carpathians. Extended abstract of Doctor's thesis. Moscow (in Russian).
- Maslakova N.I., 1978. Globotruncanids from the South of the European part of the USSR. Moscow: Nauka (in Russian).
- Matskiv B.V., Pukach B.D., Vorobkanych V.M., Pastukhanova S.V., Hnylko O.M. 2009. The State Geological Map of Ukraine in the scale 1:200 000, map sheets M-34-XXXVI (Khust), L- 34-VI (Baia-Mare), M-35-XXXI (Nadvirna), L-35-I (Vişeu-de-Sus). Carpathian Series. Explanatory Notes. Kyiv: Published Ukrainian State Geological Explore Institute (in Ukrainian).
- Navarivska K.O., Heneralova L.V. 2022. Distribution of foraminifera in the Upper Cretaceous sediments of the Penin klip zone of the Ukrainian Carpathians (basins of the Velyka and Mala Uholka rivers). *Materials of the XIII Conference “Problems of the Geology of Ukraine”*. Lviv, p. 103 (in Ukrainian).
- Navarivska K.O. 2022. Biostratigraphy and sedimentary environments of the Lower/Upper Cretaceous boundary deposits by small foraminifera (Pieniny Klippen Belt, Ukrainian Carpathians). *Geologičnij žurnal*, 2 (379): 86–99. <https://doi.org/10.30836/igs.10256814.2022.2.253854> (in Ukrainian).
- Ponomarova L.D. 2007. Foraminifera of the Cretaceous sediments of the Golyatyn structure. In: *Paleontological research in Ukraine: history, current state and prospects: Collection of scientific works of the IGS of the National Academy of Sciences of Ukraine*. Kyiv, pp. 192–194 (in Ukrainian).
- Romaniv A.M. 1978a. Calcareous nannofossils from the Sukhiv Formation (Ukrainian Carpathians). *Reports of the Academy of Sciences of the Ukrainian SSR. Series B*, 2: 118–120 (in Ukrainian).
- Romaniv A.M. 1978b. Calcareous nannoplankton of the Maastrichtian deposits of the Bereznjanskaja suite in the Ukrainian Carpathians. *Reports of the Academy of Sciences of the Ukrainian SSR. Series B*, 7: 606–608 (in Ukrainian).
- Romaniv A.M. 1990. The age of the Yalovets Formation based on calcareous nannofossils (Ukrainian Carpathians). *Proceedings of the Academy of Sciences of USSR*, 312, 3: 961–963 (in Russian).
- Romaniv A.M. 1991. Calcareous nannofossils of the Cretaceous and Paleogene sediments of the Ukrainian Carpathians. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Romaniv A.M. 1994. Calcareous nannofossils from Cretaceous sediments of the Holyatyn structure of the Carpathians. Stratigraphical and paleontological studies in Ukraine. Kyiv, p. 46. (The preprint. National Academy of Sciences of Ukraine, Institute of Geological Sciences; 94) (in Ukrainian).
- Romaniv A.M. 1999. Results of the study of calcareous nannofossils from the Ukrainian Carpathians. *Geology and Geochemistry of Combustible Minerals*, 1 (106): 67–77 (in Ukrainian).
- Stratigraphic schemes of the Phanerozoic and Precambrian of Ukraine. 1993. Phanerozoic Stratigraphic charts of the Ukraine for the new generation of geological maps. Graphic supplements. Kyiv (in Russian).
- Vialov O.S., Andreeva-Grigorovich A.S., Havura S.P., Dabahian N.V., Danysh V.V., Kulchitski Ya.O., Leshchukh R.Y., Lozyniak P.Yu., Petrashkevich M.I., Ponomarova L.D., Romaniv A.M., Tsarnenko P.N. 1989. Explanatory note to the regional stratigraphic scheme of Cretaceous deposits of the Ukrainian Carpathians. Lvov (in Russian).
- Vialov O.S., Havura S.P., Danysh V.V., Lemishko O.D., Leshchukh R.Y., Ponomarova L.D., Romaniv A.M., Smirnov S.Ye., Smolinskaia N.I., Tsarnenko P.N. 1988. Stratotypes of Cretaceous and Paleogene deposits of the Ukrainian Carpathians Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Vialov O.S. (Ed.). 1981. History of the geological development of the Ukrainian Carpathians. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Bąk K., Bąk M., Gasiński A., Jamiński J. 1995. Biostratigraphy of Albian to Turonian Deep-Water Agglutinated Foraminifera calibrated by Planktonic Foraminifera, Radiolaria, and Dinoflagellate Cysts in the Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. In: Kaminski M.A., Geroch S. & Gasiński M.A. (Eds.). *Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation Special Publication, 3, pp. 13–27.

- Bąk K. 2000. Biostratigraphy of deep water agglutinated foraminifera in Scaglia Rossatype deposits of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. In: *Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*; Grzybowski Foundation, Special Publication 7; Hart M.B., Kaminski M.A., Smart C.W. (Eds.). Grzybowski Foundation, Drukarnia Narodowa: Kraków, Poland, pp. 15–41.
- Bolli H.M. 1966. Zonation of Cretaceous to Pliocene Marine Sediments Based on Planktonic Foraminifera. *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*, 9: 3–32.
- Bubik M. 1995. Cretaceous to Paleogene agglutinated foraminifera of the Bilé Karpaty unit (West Carpathians, Czech Republic). In: Kaminski M.A., Geroch S. & Gasiński M.A. (Eds.). *Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation Special Publication, 3, pp. 71–116.
- Burnett J.A. 1998. Upper Cretaceous. In: Bown P.R. (Ed.). *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series. London: Chapman and Hall/Kluwer Academic Publishers, pp. 132–199.
- Coccioni R., Premoli Silva I. 2015. Revised Upper Albian – Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magneto-stratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy). *Newsletters of stratigraphy*, 48 (1): 47–90. DOI: 10.1127/nos/2015/0055
- Gasparikova V. 1984. Cretaceous nannoplankton zones of the West Carpathians. *Zapadny Karpaty. Ser. Paleontol.*, 9: 73–86.
- Geroch S., Nowak W. 1984. Proposal of zonation for the Late Tithonian–Late Eocene, based upon arenaceous Foraminifera from the Outer Carpathians, Poland. In: *Benthos '83 (Ed. H.J. Oertli). 2nd International Symposium on Benthic Foraminifera Pau (France)*, April 11–15, 1983. Elf Aquitaine, ESSO REP and TOTAL CFP, Pau and Bordeaux, pp. 225–239.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (Eds). *Geologic Time Scale*. Elsevier. 2020. 1351 p.
- Hu X., Scott R., Cai Y., Wang C., Melinte-Dobrinescu M. 2012. Cretaceous Oceanic Red Beds (CORBs): different time scales, different origin models. *Earth Science Reviews*. 115: 217–248. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.09.007>
- Hu X.M., Jansa L., Wang C.S., Sarti M., Bak K., Wagreich M., Michalik J., Soták J. 2005. Upper Cretaceous oceanic red beds (CORBs) in the Tethys: occurrences, lithofacies, age, and environments: *Cretaceous Research*, 26: 3–20. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2004.11.011>
- Hu X.M., Wang C.S., Scott R.W., Wagreich M., Jansa L. (Eds.). 2009. Cretaceous Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins and Paleooceanographic and Paleoclimatic Significance: *SEPM Special Publication*, 91: 0–276. <https://doi.org/10.2110/sepm-sp.091>
- Krobicki M., Hnylko O., Feldman-Olszewska A., Iwanczuk J. 2014. Tectono–Stratigraphic Position of the Kaminniyi Potik Unit in the Ukrainian Carpathians and Volcanogenic Rocks of Mt Chyvchyn. In: Roch R. et al. (Eds.). *STRATI 2013*. Springer Geology, pp. 533–537. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-04364-7\\_102](https://doi.org/10.1007/978-3-319-04364-7_102)
- Melinte-Dobrinescu M.C., Roban R.-D., 2011. Cretaceous oxic-anoxic changes in the Romanian Carpathians. *Sedimentary Geology*, 235: 79–90.
- Navarivska K., Hnylko S., Heneralova L. 2023. Turonian to Santonian Foraminiferal Biostratigraphy and Paleobathymetry of Non-calcareous Red Beds of the Vezhany Nappe (Ukrainian Inner Carpathians). In: Bębenek S., Waśkowska A. & Kaminski M.A. (Eds.). *Eleventh International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication*, 26: 91.
- Olszewska B. 1997. Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geohistory. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67: 325–337.
- Romaniv A. 1992. Calcareous nannoplankton of the Ukrainian Carpathians Cretaceous. In: Hamršík B., Young J.R. (Eds.). *Nannoplankton Research, Proceedings of the 4th INA Conference, Prague 1991*. Knihovnička zemního plynu a nafty, 14a., 1. P. 179–187.
- Schlanger S.O., Jenkyns H.C. 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55: 179–184.
- Skupien P., Bubik M., Svabenick L., Mikulas R., Vasíček Z., Matýšek D. 2009. Cretaceous oceanic red beds in the Outer Western Carpathians of the Czech Republic. In: Hu X., Wang C., Scott R., Wagreich M., Jansa L. (Eds.). *Cretaceous Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins, and Paleooceanographic and Paleoclimatic Significance. SEPM Special Publication* 91: 99–109.
- Wang C., Xiumian Hu, Huang Y., Wagreich M., Scott R., Hay W. 2011. Cretaceous oceanic red beds as possible consequence of oceanic anoxic events. *Sedimentary Geology*, 235: 27–37. URL: <http://www.mikrotax.org> (Last accessed: 30.04.2023).

Received 02.06.2023

Received in revised form 09.07.2023

Accepted 04.09.2023

Stratigraphy of the Upper Cretaceous sediments with oceanic red beds (CORBs), Ukrainian Carpathians

S.R. Hnylko<sup>1</sup>, O.M. Hnylko<sup>1</sup>, I.S. Suprun<sup>2</sup>, K.O. Navarivska<sup>1,3</sup>, L.V. Heneralova<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NAS of Ukraine, Lviv, Ukraine

E-mail: s.hnylko@yahoo.com; ohnilko@yahoo.com

<sup>2</sup>Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine

E-mail: suprun\_is@ukr.net

<sup>3</sup>Lviv National Ivan Franko University, Faculty of Geology, Lviv, Ukraine

E-mail: navarivska@gmail.com; larisa.generalova.geo@gmail.com

\*Corresponding author

Cretaceous deposits containing pelagic red beds (CORBs – Cretaceous Oceanic Red Beds) are developed in the Ukrainian Carpathians. CORBs have a global distribution, they are sharply depleted in organic matter and their formation is associated with periods of cooling and intensive circulation of cold, oxygen-enriched deep-sea currents that oxidize organic carbon. CORBs in the Ukrainian Carpathians are common in the Upper Cretaceous, while the Lower Cretaceous sediments, especially in the Outer (Flysch) Carpathians, are often enriched in organic matter (in particular the black shales of the Shypot and Spas formations). Such change in sediments enriched and depleted in organic matter may be associated with regular climate changes.

In the Inner Carpathians, in the both the Peniny Klippen Belt and the Marmarosh Klippen Zone, CORBs are represented by thick (100-200 m) mostly red-colored marls and shales that make up the Turonian – Maastrichtian Puchov Formation. A fragment of the Puchov Formation of the Turonian age is presented in the Marmarosh Massif. Stratigraphically, the lowest CORBs represented by layers of pink marls are noted in the upper part (Middle-Upper Cenomanian) of the Tysalo Formation in the Peniny Klippen Belt. Deposits containing CORBs in the Peniny Klippen Belt are intensively deformed, in some places they are transformed into thin shale rocks or friction mud and are part of the tectonic mélangé, while in the Marmarosh Klippen Zone they lie monoclinaly and are weakly deformed.

In the Outer Carpathians, CORBs are represented by: Turonian–Paleocene variegated shales and marls of the Holyatyn Beds (Subsilesian Nappe); Turonian–Coniacian red-colored and variegated shales belonging to the lower member of the Yalovets Formation (Dukla, Chornohora, Svydovets, and Krasnoshora nappes); and pack of Turonian variegated marls included in the Sukhiv Formation (Burkut nappe). CORBs represented by red-brown interlayers, occur both in the uppermost Albian–lower Cenomanian (Eiffelithus turriseiffeli Zone) of the Sukhiv Formation, and in the Santonian upper member of the Yalovets Formation. CORBs in the Outer Carpathians are deformed to a greater or lesser extent, plastic marls of the Sukhiv Formation are especially strongly deformed, which makes it much more difficult to establish their stratigraphic sequence.

The age of the deposits of the Ukrainian Carpathians, which contain CORBs, has been clarified. The studied sediments are correlated with the Geologic Time Scale (2020) on the basis of nannoplankton and planktonic foraminifera.

The biozonal scale based on nannoplankton of A.M. Romaniv is compared in the range BC27/UC0 (upper Albian – lower Cenomanian) – UC20 (upper Maastrichtian) according to the first appearance of zonal species according to the scale of J. Barnett (1998). Accordantly, the Eiffelithus turriseiffeli Zone (uppermost Albian–Lower Senomanian); Gartnerago obliquum Zone (Middle Senomanian–lowermost Turonian); Eiffelithus eximius–Marthasterites furcatus Zone (Lower Turonian–lowermost Upper Coniacian); Micula staurophora–Tetralithus obscurus–Broinsonia parca Zone (Upper Coniacian–lowermost Middle Campanian); Tetralithus aculeus Zone (Middle Campanian); Tetralithus? trifidus (Middle Campanian–lowermost Upper Campanian); Nephrolithus frequens (Upper Campanian–Upper Maastrichtian) are distinguished.

The biozonal division of the Upper Cretaceous of the Carpathians according to planktonic foraminifera after N.I. Maslakova was modified and compared with the biochronozones of a typical section of the Tethys region (Cocconi, Premoli Silva, 2015). In the studied sediments, the following zones are distinguished: *Thalmaninella reicheli* (middle part of the Lower Cenomanian), *Rotalipora cushmani* (middle part of the Lower Cenomanian–Upper Cenomanian), *Helvetoglobotruncana helvetica* (lower part of Turonian), *Dicarinella concavata* (top of Turonian–lowermost Santonian), *Contusotruncana fornicata* (most of Santonian), *Globotruncanita elevata* (lower part of the Campanian), *Contusotruncana morozovae* (middle part of the Campanian), *Globotruncanita stuarti* (top of the Campanian–lower part of the Maastrichtian), *Abathomphalus mayaroensis* (upper part of the Maastrichtian); beds with *Thalmaninella globotruncanoides* (lower part of the Lower Cenomanian), assemblage with *Marginotruncana schneegansi*, *Marginotruncana sigali*, *Marginotruncana renzi* (upper part of Turonian).

Benthic foraminifera *Uvigerinammina jankoi* Zone (Turonian); *Spiroplectinella costata* Zone (Coniacian–Lower Santonian); *Caudammina gigantea* Zone (Upper Santonian–Lower Campanian); *Rzehakina inclusa* Zone (Upper Campanian–Maastrichtian); *Rzehakina fissistomata* Zone (Paleocene) were identified accordantly to zonal schemes of L.D. Ponomaryova and B. Olszewska.

The lower boundary of the CORBs in the Ukrainian Carpathians is correlated with the Senomanian–Turonian boundary on the basis of appearance of planktonic foraminifers of *Helvetoglobotruncana helvetica* Zone and benthic foraminifers of *Uvigerinammina jankoi* Zone in the base of both Puchov Formation (Peniny Klippen Belt) and Holyatun Beds (Subsilesian Nappe), as well as in the lowermost part of the Yalovets Formation (Dukla, Chornohora, Svydovets and Krasnoshora nappes).

**Keywords:** *Ukrainian Carpathians; Upper Cretaceous; red beds; biostratigraphy; foraminifera; nanoplankton.*

<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.274223>  
УДК 551.791:(567.6+568.1+569.32):(477.74)

## Нове місцезнаходження середньоплейстоценової фауни та палінофлори Русава-2 (Україна): геологія, палеонтологія, палеогеографія, відносна геохронологія

О.І. Крохмаль<sup>1\*</sup>, М.С. Комар<sup>3,5</sup>, О.Ю. Аністратенко<sup>1,2</sup>, В.М. Логвиненко<sup>4</sup>, Д.В. Іванов<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна  
E-mail: krohmal1959@ukr.net; olga.anistrat@gmail.com

<sup>2</sup> Інститут зоології ім. І.І. Шмальгаузена НАН України, Київ, Україна  
E-mail: olga.anistrat@gmail.com

<sup>3</sup> Національний науково-природничий музей НАН України, Київ, Україна  
E-mail: maryna.kom@gmail.com; dmitry.v.ivanoff@gmail.com

<sup>4</sup> Апарат Президії НАН України, Київ, Україна  
E-mail: logvynenko@nas.gov.ua

<sup>5</sup> Національний природний парк «Залісся», с. Богданівка, Броварський р-н, Київська обл., Україна  
E-mail: maryna.kom@gmail.com

\* Автор для кореспонденції

Вперше проведено польові дослідження геологічної будови розрізу Русава-2 та здійснено лабораторне вивчення палеонтологічних решток викопної фауни і палінофлори місцезнаходження. Це забезпечило поглиблену та різнобічну характеристику плейстоценових відкладів Середнього Придністров'я України. В алювіальній товщі тераси знайдено 10 таксонів ссавців – *Equus (Equus) mosbachensis*, *Bison sp.*, *Cervus sp.*, *Vulpes cf. vulpes*, *Ochotona ex gr. pusilla*, *Prolagurus cf. posterius*, *Arvicola mosbachensis*, *Miomys sp.*, *Microtus sp.*, *Allocricetus bursae*. Крім того, визначено 11 видів і підвидів плейстоценових прісноводних молюсків та перевідкладені черепашки черевоногих молюсків сарматського віку. Остракоди представлено єдиним видом – *Pseudosandona compressa*. Проведено палеогеографічну реконструкцію умов формування відкладів терасового комплексу та обґрунтовано відносний геологічний вік алювіальних осадків тераси. Упорядковано нумерацію плейстоценових терас великих і малих річок України, запропоновано описувати тераси-хронокорелятиви в якості геологічного тіла (стратогена, кліматоритму) з палеонтолого-хроностратиграфічною характеристикою. Проведений спорово-пилковий аналіз субаеральної надбудови тераси вказує на зміну рослинності від лучно-степового типу через хвойно-березові угруповання до хвойних лісів з невеликою домішкою широколистяних. Результати біостратиграфічних досліджень свідчать про кореляцію субквальної осадків розрізу Русава-2 з відкладами початку середнього неоплейстоцену та надзаплавними завадівсько-дніпровськими терасами (стратогенами) з фауною бабельської теріоасоціації та флорою завадівського термохрону.

**Ключові слова:** плейстоцен; Середнє Придністров'я; річкові тераси; біостратиграфія; відносний геологічний вік.

Цитування: Крохмаль О.І., Комар М.С., Аністратенко О.Ю., Логвиненко В.М., Іванов Д.В. Нове місцезнаходження середньоплейстоценової фауни та палінофлори Русава-2 (Україна): геологія, палеонтологія, палеогеографія, відносна геохронологія. *Геологічний журнал*. 2023. № 3 (384). С. 108–125. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.274223>

Citation: Krokhmal O.I., Komar M.S., Anistratenko O.Y., Logvynenko V.M., Ivanov D.V. 2023. Rusava-2, a new locality of Mid-Pleistocene fauna and palynoflora in Ukraine: geology, paleontology, paleogeography and relative geochronology. *Geologichnij žurnal*, 3 (384): 108–125. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.274223>

© Видавець Інститут геологічних наук НАН України, 2023. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

© Publisher Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, 2023. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

## Вступ

Район геолого-палеонтологічних досліджень розрізу Русава-2 знаходиться на території Середнього Придністров'я і, з точки зору фізико-географічного районування, належить до Придністровсько-Східноподільської структурно-денудаційної височини на неогенових, крейдових і палеозойських відкладах. Район розташований на південно-західній межі Бузько-Росинського мегаблоку південно-західного схилу Українського щита. Ландшафти регіону відповідають Українській лісостеповій провінції (південноподільському округу) і представлені терасовою лесовою розчленованою рівниною на сірих і темно-сірих опідзолених ґрунтах з дубовими лісами та лучними степами, які містять свіжі та сухі грабові діброви (Національний..., 2007; Денисик, Мудрак, 2014).

Палеогеографічні (ландшафтні) умови навколишнього середовища початкового етапу завадівського термохрону на територіях Середнього і, частково, Нижнього Придністров'я, за даними (Веклич, 1982; Адаменко та ін., 1996), були такими. На основі спорово-пилкового аналізу завадівських викопних ґрунтів IX (Грушеве, Старі Проданешти), VI (Погребя, Бельці) та V (Дороцьке) надзаплавних терас виявлено розповсюдження лісостепу з переважанням широколистяно-соснових угруповань (в'яз, дуб, горіх, граб, липа, ясен) та лучно-степових ценозів на плакорах. Клімат був субтропічно-середземноморським, помірно-теплим, вологим.

За останні 90 років у Вінницькій області було вивчено декілька місцезнаходжень різного геологічного віку, які містили поодинокі (міоцен–пліоцен) або серійні (голоцен) знахідки викопної наземної фауни. До голоценової епохи належать рештки майже 15 видів ссавців середнього і великого розміру з ранньотрипільського поселення Бернашівка, серед яких визначено *Cervus elaphus* L., *Bos primigenius* Vojanus, *Alces alces* L., *Ursus arctos* L., *Castor fiber* L., *Marmota bobac* Mul. та ін. (Збенович, 1980; Белан, Логвиненко, 1986), та *Lepus europaeus* Pall., *Meles meles* L., *Capreolus capreolus* L., *Alces alces* L., *Sus scrofa* L. з пізньотрипільського поселення Сандраки (Короткевич, 1956). Знайдено також кістки *Mastodon borsoni* Lart. з балт-

ських відкладів с. Голдашівка (Бурчак-Абрамович, 1935) і *Deinotherium giganteum* Kaup, *Rhinoceros schleiermacheri* Kaup з пізньоміоценових верств з гіпаріоновою фауною біля с. Тиманівка (Козловська, 1926). Виходячи з наведених даних, можна констатувати, що опис та детальне вивчення плейстоценових відкладів із залученням різноманітного палеонтологічного матеріалу з місцезнаходжень, які розташовані на границі південно-західного схилу Українського щита і Волино-Подільської плити (Волино-Подільська монокліналь) у межах Вінницької області, раніше не проводилось (Тектонічна..., 2007).

Стаття має на меті заповнити цю прогалину і, на відміну від попередніх досліджень, вперше здійснити комплексне палеонтологічне вивчення плейстоценових осадків Вінниччини на прикладі розрізу Русава-2 із залученням матеріалів різних систематичних груп фауни і флори: великих і дрібних ссавців, молюсків, остракод, нижчих та вищих рослин.

## Матеріали та методи

### Локація та геологічна будова розрізу

Плейстоценове місцезнаходження Русава-2 (48°16'56.18" N, 28°20'13.46" E) розташоване на Подільській височині на лівому березі р. Русава, за 10 км до її впадіння у р. Дністер та за 1,5 км на схід від східної околиці с. Русава (Могилів-Подільський р-н, Вінницька обл.) (рис. 1). Розріз складається з алювію давньої тераси з субаеральною надбудовою у розкритті кар'єру з видобутку пісковика (родовище пісковиків Русавське-2). Геологічна будова відслонення та стратиграфічна колонка розрізу Русава-2 представлені на рис. 2. Абсолютна висота поверхні терасового комплексу сягає 109 м н. р. м., відносна висота поверхні алювію тераси – 103 м н. р. м. Висота покрівлі сучасного алювію р. Русава в безпосередній близькості від розрізу – 91,5 м н. р. м. Таким чином, різниця в висоті поверхні давнього і теперішнього алювію в 11,5 м свідчить про поступове зниження місцевого базису ерозії річки за минулий геологічний час, що, вірогідно, було пов'язано з позитивними тектонічними рухами. Будова осадових порід відслонення Русава-2 така:

№ з/п (індекс)	Пошаровий опис	Потужність, м
1	Сучасний ґрунт	0,5
2	Суглинок (глина) червоно-бурий, важкий з карбонатним міцелієм та конкреціями	3,2
3	Суглинок бурий, середній	1,0
4	Суглинок сіро-коричнево-бурий, середній	1,0
5	Супісок зеленувато-сірий, озалізнений	0,4
6	Глина зеленувато-сіра, озалізнена	0,3
7 (zv <sub>1</sub> )	Пісок сірий, різнозернистий, косо- і горизонтальношаруватий, озалізнений з прошарками сірих глин до 5 см. Знайдено рештки великих ссавців та мушлі молюсків	0,4
8 (zv <sub>1</sub> )	Пісок сірий, крупнозернистий з гравієм, озалізнений, нешаруватий. Знайдено рештки великих та дрібних ссавців, мушлі молюсків	0,6
9 (zv <sub>1</sub> )	Пісок сірий, різнозернистий з гравієм та галькою карбонатів, несортований, нешаруватий	0,6
10	Перешарування супіску і суглинку сірого, озалізного по площинах нашарування	0,4
11	Пісок брудно-зелений, глинистий, сильно озалізнений	0,7
12 (V)	Пісковик світло-бежевий (венд)	> 20,0

Різногенетичні відклади терасового комплексу Русава-2 були досліджені палеонтологічним (палеотеріологічним, малакологічним, остракодологічним, споро-пилковим), палеогеографічним, біостратиграфічним та хроностратиграфічним методами.

### Палеонтологічний матеріал

Покладений в основу статті палеонтологічний матеріал отримано безпосередньо в полі та під час лабораторного опрацювання зразків. У цілому він представлений кістковими рештками та щічними зубами великих і дрібних ссавців,



**Рис. 1.** Геолокація розрізу плейстоценової завадівсько-дніпровської тераси р. Русава (Русави-2)

**Fig. 1.** Geolocation of the section of Pleistocene Zavadiivka-Dnieper terrace of the Rusava river (Rusava-2)



черепашками молюсків та остракод, спорами та пилом нижчих і вищих рослин.

Позначення основних морфологічних елементів зубів та морфометричних показників для дрібних ссавців тут і далі по тексті наведено за (Рековець, 1994), а саме: *L* – довжина зуба; *M* – ширина зуба; *A* – довжина антероконідного відділу зубів полівкових; *W* – відстань між вершинами емалевих трикутників в основі непарної петлі; *B* – ширина шийки непарної петлі; *C* – ширина злиття трикутників в основі непарної петлі; *B/W*, *C/W* – коефіцієнти диференціації елементів антероконідного відділу; *SDQ* – частка диференціації емалі на конідах.

Роботу над статтею було розподілено між авторами таким чином: О.І. Крохмаль – польові дослідження, ідея, загальний план та написання тексту статті, визначення дрібних ссавців, узагальнена кліматична реконструкція, виготовлення ілюстрацій; М.С. Комар – споровопилковий аналіз, кліматична реконструкція за ним; О.Ю. Аністратенко – визначення молюсків, кліматична реконструкція за ними;

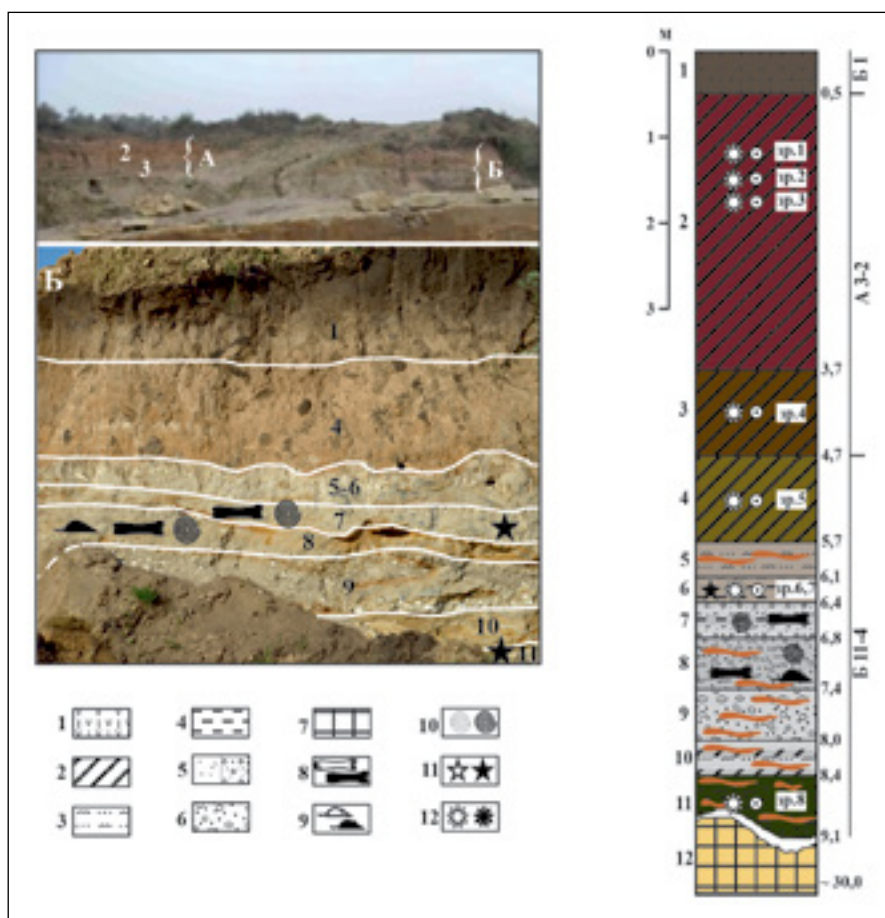
В.М. Логвиненко – визначення великих ссавців (крім хижих), кліматична реконструкція за ними; Д.В. Іванов – польові дослідження, визначення хижих ссавців.

## Результати досліджень та їх обговорення

### Фауна та палинофлора

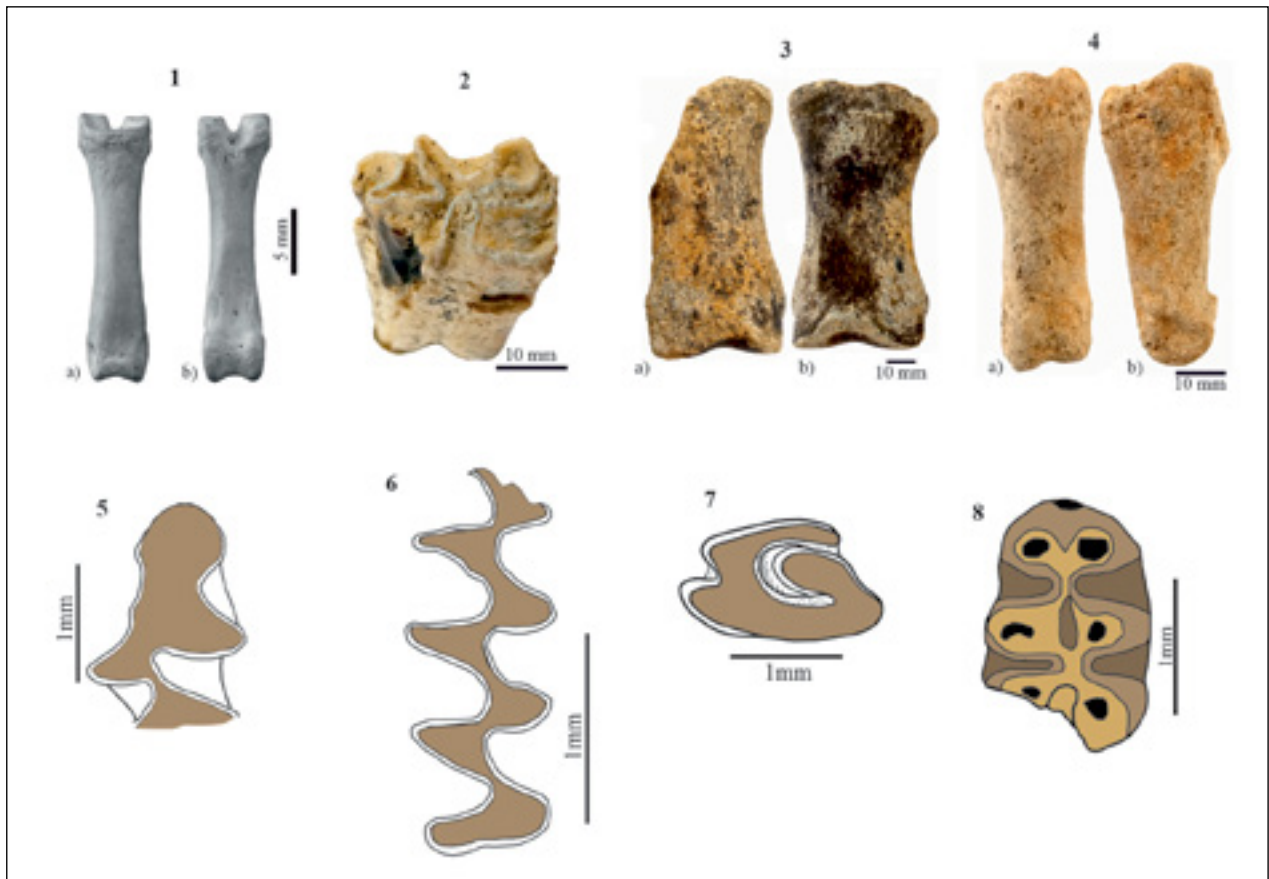
**Великі ссавці.** Із товщі піщано-гравійних відкладів сьомої і восьмої верств розрізу отримано кісткові рештки великих ссавців.

*Vulpes cf. vulpes* (Linnaeus, 1758). Хижі ссавці представлені єдиним екземпляром – проксимальною фалангою третього пальця лівої передньої лапи великої лисиці (рис. 3, 1). Розміри (мм): довжина – 20,2; ширина проксимального епіфізу – 5,4; мінімальна ширина діафізу – 3,2; ширина дистального епіфізу – 4,6; глибина (дорсоплантарний діаметр) проксимального епіфізу – 5,1; глибина дистального епіфізу – 3,6.



**Рис. 2.** Зведений розріз (фото) та стратиграфічна колонка відслонення Русава-2: 1 – сучасний ґрунт; 2 – суглинок; 3 – супісок; 4 – глина; 5 – піски; 6 – гравійно-галечникові піски; 7 – пісковик; 8 – великі ссавці; 9 – дрібні ссавці; 10 – молюски; 11 – остракоди; 12 – спори і пилок

**Fig. 2.** Composite section (photo) and stratigraphic column of the outcrop Rusava-2: 1 – modern soil; 2 – loam; 3 – loamy sand; 4 – clay; 5 – sands; 6 – gravel and pebble sands; 7 – sandstone; 8 – large mammals; 9 – small mammals; 10 – molluscs; 11 – ostracods; 12 – spores and pollen



**Рис. 3.** Випокні рештки ссавців з алювіальних відкладів розрізу Русава-2: 1 – проксимальна фаланга третього пальця лівої передньої *Vulpes cf. vulpes*: а) дорсальна поверхня, б) плантарна поверхня; 2 – жувальна поверхня m1 *Equus (Equus) mosbachensis*; 3 – перші фаланги пальців *E. (E.) mosbachensis*: а) передня права, б) задня ліва; 4 – перша фаланга пальця *Cervus* sp.: а) дорсальна поверхня, б) медіальна поверхня; 5 – *Arvicola mosbachensis*; 6 – *Prolagurus cf. posterius*; 7 – *Ochotona cf. pusilla*; 8 – *Allocricetus bursae*

**Fig. 3.** Fossil mammal remains from alluvial deposits of the Rusava-2 section: 1 – proximal phalanx of left third anterior digit of *Vulpes cf. vulpes*: а) dorsal view, б) plantar view; 2 – masticatory view of m1 of *Equus (Equus) mosbachensis*; 3 – first phalanges of *E. (E.) mosbachensis*: а) right anterior, б) left posterior; 4 – first phalanx of *Cervus* sp.: а) dorsal view, б) medial view; 5 – *Arvicola mosbachensis*, 6 – *Prolagurus cf. posterius*, 7 – *Ochotona cf. pusilla*, 8 – *Allocricetus bursae*

Таксономічна діагностика лисиць за фалангами не розроблена. Проксимальні фаланги у песця *V. lagopus* (Linnaeus, 1758) головним чином коротші і тонші в діафізі, ніж у лисиці звичайної *V. vulpes* (Lipecki, Wojtal, 2015). Лисиця з Русави-2 потрапляє в зону перекриття цих видів за співвідношеннями довжини фаланги до ширини проксимального епіфізу та до мінімальної ширини діафізу, але є ближче до *V. vulpes* за довжиною. Інші відомі види четвертинних лисиць Європи істотно дрібніші. *Equus (Equus) mosbachensis* Reichenau, 1903. Рештки коней з місцезнаходження Русава-2 представлені нижнім корінним зубом m1, двома першими фалангами пальців та фрагментами трубчастих кісток. Нижній правий корінний зуб m1 має асиметричні лопаті подвійної

петлі: передня – округла, задня – трикутна (рис. 3, 2). Зовнішня долинка входить в основу шийки подвійної петлі. Емаль тонка і середньої складчастості. Кабалоїдна зморшка не розвинута. Довжина фрагмента зуба сягає 29 мм (повна довжина – близько 32 мм), ширина – 18,6 мм. Довжина задньої долинки (постфлексиду) становить 9 мм, її відносна довжина – близько 28 %.

Перші фаланги пальців відносно великих розмірів. Перша фаланга передньої правої кінцівки має довжину 97,2 мм (рис. 3, 3a). Ширина діафізу сягає 41,3 мм. Ширина дистального епіфізу – 51,2 мм. Відношення ширини дистального епіфізу до довжини кістки 52,7 %, відповідно. Стінки діафізу Х-подібні. Індекс масивності – 42,5 %. Зв'язкові бугри добре розвинуті.

Перша фаланга задньої лівої кінцівки має довжину 93 мм (рис. 3, 3b). Ширина проксимального епіфізу дорівнює 58,4 мм. Ширина діяфізу – 39,5 мм. Ширина дистального епіфізу – 49 мм. Відношення ширини проксимального і дистального епіфізів до довжини кістки 63,8 % і 52,7 %, відповідно. Стінки діяфізу Х-подібні. Індекс масивності – 42,5 %. Зв'язкові бугри також добре розвинуті.

Будова зуба (форма лопатей подвійної петлі, зовнішня долина, що входить в основу шийки подвійної петлі, та відносно невеликий протофлексид) (табл. 1), крупні розміри фаланг пальців (табл. 2, 3) та індекс масивності дозволяють віднести коня з Русави-2 до підроду *Equus* і виду *E. mosbachensis*. Від пізньоплейстоценової *E. latipes* він відрізняється більш

примітивними ознаками в будові зубів, більшими розмірами та меншою масивністю кісток кінцівок.

Рештки парнокопитних з місцезнаходження Русава-2 представлені фрагментом нижнього корінного зуба та першою фалангою пальця.

*Bison* sp. Фрагмент нижнього корінного зуба за будовою та розмірами може бути віднесений до *Bison* sp.

*Cervus* sp. Перша фаланга пальця (рис. 3; 4 a, b) має довжину 60,7 мм. Ширина проксимального епіфізу – 22,1 мм при поперечнику 26,4 мм. Ширина діяфізу сягає 16,2 мм. Ширина дистального епіфізу – 20,0 мм. Відношення ширини проксимального і дистального епіфізів до довжини кістки 36,4 % і 32,9 %, відповідно. Індекс масивності – 26,7 %. Зв'язкові бугри добре розвинуті.

Таблиця 1. Розміри (у мм) m1 коней роду *Equus*

Table 1. Measurements (in mm) of m1 in horses of the genus *Equus*

Параметри	<i>E. (E.) mosbachensis</i> (розріз Русава-2)	<i>E. (E.) mosbachensis</i> (Eisenmann, 1981)	<i>E. (E.) latipes</i> (Кузьміна, 1997)
Довжина	32,0	27,0–33,0	24,5–31,5
Ширина	18,6	15,0–17,5	15,5–20,6
Довжина задньої долини	9,0	7,5–15,0	9,0–13,5
Відносна довжина задньої долини, %	28,0	27,8–45,4	33,7–46,9

Таблиця 2. Розміри (у мм) першої фаланги передньої кінцівки коней роду *Equus*

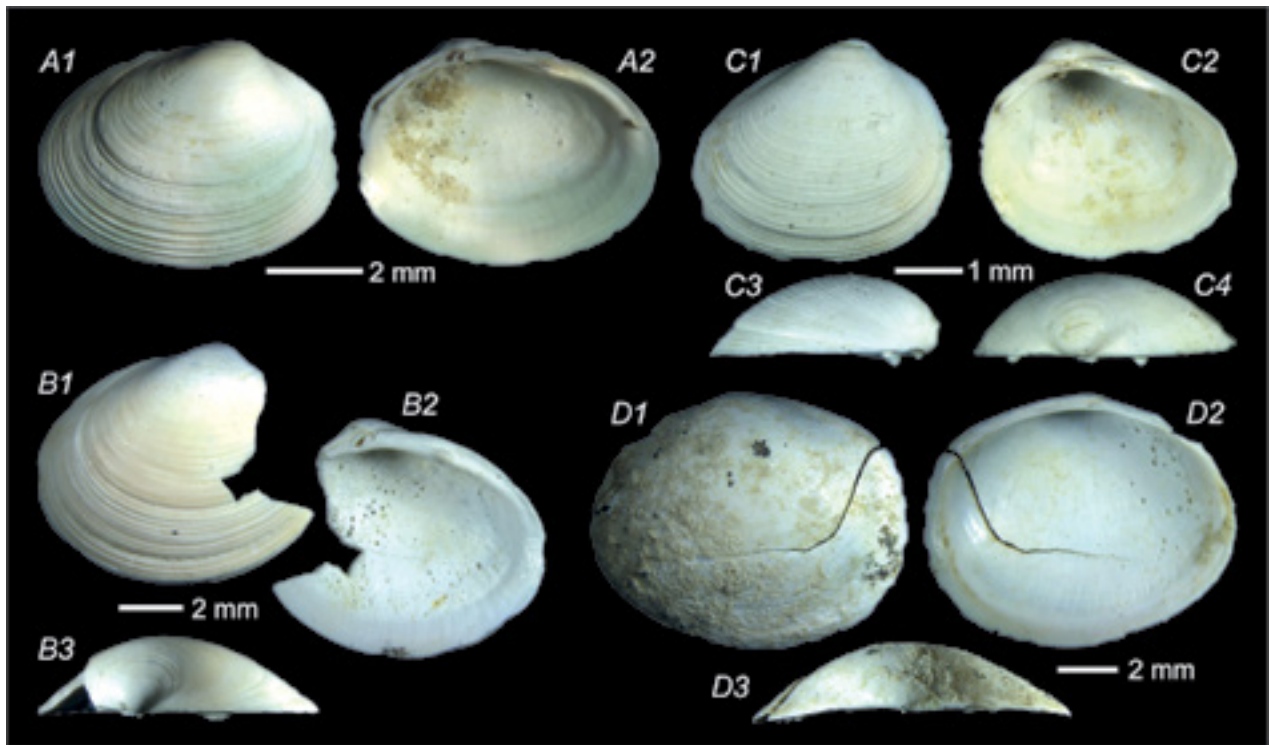
Table 2. Measurements (in mm) of first anterior phalanx in horses of the genus *Equus*

Параметри	<i>E. (E.) mosbachensis</i> (розріз Русава-2)	<i>E. (E.) mosbachensis</i> (Кузьміна, 1997)	<i>E. (E.) latipes</i> (Кузьміна, 1997)
Довжина	97,2	93,0–103,0	76,8–90,0
Ширина проксимального епіфізу	–	56,0–68,0	57,0–70,0
Ширина діяфізу	41,3	40,0–46,5	36,8–44,5
Ширина дистального епіфізу	51,2	47,0–56,0	46,2–58,3

Таблиця 3. Розміри (у мм) першої фаланги задньої кінцівки коней роду *Equus*

Table 3. Measurements (in mm) of first posterior phalanx in horses of the genus *Equus*

Параметри	<i>E. (E.) mosbachensis</i> (розріз Русава-2)	<i>E. (E.) mosbachensis</i> (Кузьміна, 1997)	<i>E. (E.) latipes</i> (Кузьміна, 1997)
Довжина	93,0	90,0–102,0	73,6–84,5
Ширина проксимального епіфізу	58,4	58,0–67,5	53,5–63,5
Ширина діяфізу	39,5	38,5–44,0	34,0–41,3
Ширина дистального епіфізу	49,0	46,5–53,5	44,2–52,0



**Рис. 4.** Викопні черепашки двостулкових молюсків з алювіальних відкладів розрізу Русава-2: А – *Pisidium meridibugense*, права стулка ззовні (A1) та зсередини (A2); В – *Pisidium* sp., права стулка ззовні (B1), зсередини (B2) та зверху (B3); С – *Henslowiana polonica*, права стулка ззовні (C1), зсередини (C2), зпереду (C3) та зверху (C4); D – *Sphaerium* sp., ліва стулка ззовні (D1), зсередини (D2) та зверху (D3)

**Fig. 4.** Fossil bivalve mollusc shells from alluvial deposits of Rusava-2 section: A – *Pisidium meridibugense*, right valve outside (A1) and inside view (A2); B – *Pisidium* sp., right valve outside (B1), inside (B2) and top view (B3); C – *Henslowiana polonica*, right valve outside (C1), inside (C2), front (C3) and top view (C4); D – *Sphaerium* sp., left valve outside (D1), inside (D2) and top view (D3)

За будовою та розмірами можна зробити висновок, що фаланга, найімовірніше, належала крупному оленю із групи благородних. Враховуючи відсутність розробленої таксономічної діагностики оленів за фалангами пальців, ця фаланга може бути визначена як *Cervus* sp.

На підставі наведеного отримуємо такий склад фауни великих ссавців: *Vulpes* cf. *vulpes*, *Equus* (*Equus*) *mosbachensis*, *Bison* sp., *Cervus* sp.

Дрібні ссавці. Кісткові рештки дрібних ссавців, які одержані під час промивки породи з восьмої верстви терасового комплексу, представлені одиничними зубами або їх фрагментами і належать до таких таксонів (рис. 3, 5–8).

*Ochotona* cf. *pusilla*. Сіноставець представлений зубом P3: L = 1,1 та M = 1,8 мм, передньозовнішня вхідна складка починається і закінчується на рівні 1/5 ширини зуба, форма трапецеївидна.

*Prolagurus* cf. *posterius*. Строкатка визначена за правим m1 з частково зруйнованою непарною петлею антероконіда. Значення морфо-

логічних ознак і коефіцієнтів: L = 2,45 мм; A = 1,29 мм; A/L = 52,65; B/W = 3,63; C/W = 6,36.

*Arvicola mosbachensis* Schmidtgen, 1911. Водяна полівка представлена двома антероконідами m1, одним зубом M2 і одним M3. Морфометричні показники для m1 дорівнюють: A = 1,55 мм; SDQ = 129,26. Товщина емалі на нижніх та верхніх стінках конідів m1 така: 0,0857–0,0714 (SDQ = 120,02); 0,0857–0,0622 (SDQ = 137,78) та 0,0928–0,0714 мм (SDQ = 129,97).

*Mimomys* sp. Рештки коренезубої водяної полівки визначено за єдиним зруйнованим зубом.

*Microtus* sp. Сірі полівки ідентифіковано за одним M1, двома M3 та двома m1 без антероконідів.

*Allocricetus bursae* Schaub, 1930. Хом'як представлений одним M1 (L = 1,91 та M = 1,22 мм).

Таксономічний склад мікротеріофауни місцезнаходження складається з *Ochotona* cf. *pusilla*, *Prolagurus* cf. *posterius*, *Arvicola mosbachensis*, *Allocricetus bursae*, *Mimomys* sp., *Microtus* sp.



**Рис. 5.** Викопні черепашки червоногих молюсків з алювіальних відкладів розрізу Русава-2: А – *Viviparus viviparus*; В – *V. sphaeridius zickendrathi*; С – *Bithynia leachii*; D – кришечка *Bithynia* ззовні (D1) та зсередини (D2); E–G – *Theodoxus fluviatilis* (варіації забарвлення): E – екземпляр з однією спіральною смугою та дрібним ретикулянтним малюнком ззовні (E1), з вустя (E2) та зверху (E3); F – екземпляр з крупним ретикулянтним малюнком при вусті ззовні (F1) та з вустя (F2); G – екземпляр з довгими спіральними штрихами ззовні; H – *Lithoglyphus pyramidatus nagorensis* з вустя (H1) та ззовні (H2); I–L – *Esperiana esperi* (варіації забарвлення), ззовні (I1) та з вустя (I2–L)

**Fig. 5.** Fossil gastropod mollusc shells from alluvial deposits of Rusava-2 section: A – *Viviparus viviparus*; B – *V. sphaeridius zickendrathi*; C – *Bithynia leachii*; D – operculum of *Bithynia*, outside (D1) and inside view (D2); E–G – *Theodoxus fluviatilis* (colored pattern variations): E – sample with one spiral stripe and small reticulate pattern outside (E1), from the mouth (E2) and top view (E3); F – sample with large reticulate pattern, outside view (F1) and view from the mouth (F2); G – sample with long spiral strokes, outside view; H – *Lithoglyphus pyramidatus nagorensis*, view from the mouth (H1) and outside view (H2); I–L – *Esperiana esperi* (colored pattern variations), outside view (I1) and view from the mouth (I2–L)

**Молюски.** Із сьомої і восьмої верств отримано суміш черепашок прісноводних та морських молюсків. Решток наземних молюсків не знайдено.

Прісноводний комплекс складається з озерно-річкових та реофільних видів. Озерно-річкова фауна представлена двостулковими *Pisidium meridiibugense* (Datsenko, 1990), *Pisidium* sp., *Henslowianapolonica* (Anistratenko et Starobogatov, 1990) та *Sphaerium* sp.) (рис. 4) і червоногими молюсками: *Viviparus viviparus* (Linnaeus, 1758), *V. sphaeridius zickendrathi* (Pavlov, 1925), *Bithynia leachii* (Sheppard, 1823) (рис. 5). Реофільними є червоногі *Theodoxus fluviatilis*\* (Linnaeus, 1758), *Lithoglyphus pyramidatus* Möllendorf, 1873 та *Esperiana esperi* (Férussac, 1823) (рис. 5). Загалом прісноводний комплекс є плейстоценовим (Гожик, Даценко, 2007 та ін.).

Крім наведених вище таксонів, знайдені перевідкладені черепашки молюсків морського комплексу, що є сумішшю таксонів кінця раннього – початку середнього сармату. Двостулкові (Bivalvia) представлені *Ervilia dissita* (Eichwald, 1830) та уламками Cardiidae. Червоногі (Gastropoda) більш різноманітні: *Vitta picta* (Férussac, 1823), *Gibbula* sp., *Hydrobia elongata* (Eichwald, 1830), *Mohrensternia ex gr. inflata* (M. Hörnes, 1856), *Ocenebrina sublavata* (Basterot, 1825), *Duplicata duplicata* (Sowerby, 1832), *Granulolabium bicinctum* (Brocchi, 1814), *Cerithium volhynicum* (Friedberg, 1914), *Acteocina lajonkaireana* (Basterot, 1825) (Колесников, 1935; Пламадяла, 1970; Švagrovský, 1971; Невеская и др., 1993; Harzhauser, Kovalke, 2002; О. Аністратенко, В. Аністратенко, 2012). Отже, у місцезнаходженні Русава-2 зареєстровано суміш двох різновікових молюскових комплексів, з яких один (11 видів) є прісноводним і датований нами середнім неоплейстоценом, а інший (визначено 11 видів), перевідкладений, містить суміш морських черепашок віку кінця раннього та початку середнього сармату. Джерелом походження другого комплексу в алювії є сарматські органогенні вапняки, поширені на лівобережжі Середнього Дністра.

**Остракоди.** Остракоди є надійними індикаторами четвертинного палеосередовища. Ці звичайні мікрофосилії в морських та прісноводних осадах надають відомості про минулі кліматичні умови як за допомогою видів-індикаторів, так і шляхом мікроелементного та ізотопного аналізів їхніх стулок (Horne et al., 2012b). На присутність остракод було відібрано та досліджено зразок 7 із шостої верстви тераси. Н.І. Дикань за результатами аналізу було визначено черепашки лише одного виду – *Pseudocandona compressa* (Koch, 1838), який вперше з'являється в відкладах V тераси Дунаю (місцезнаходження Нагірне 1, I) (Крохмаль, Дыкань, 2006; Крохмаль, Рековец, 2010).

**Рослинність.** Із субаеральних і субаквальних відкладів розрізу (див. рис. 2, верстви 2–4, 6, 11) відібрано зразки 1–6, 8 на спорово-пилковий аналіз. Кількість паліноморф у зразках відносно невелика і розподіляється нерівномірно (табл. 4). Розташування в таблиці родових назв деревних та назв родин трав'янистих віддзеркалює послідовне зниження чисельності паліноморф у таксонах, які представлені в фітотафоценозах.

### Палеогеографічні реконструкції

Палеоекологічні умови під час формування плейстоценового алювію р. Русава можна реконструювати, виходячи зі складу водної та навколводної біоти. Присутність двостулкових молюсків видів *Pisidium meridiibugense*, *Pisidium* sp., *Henslowiana polonica* та *Sphaerium* sp. є характерною для піщаної та зрідка мулистопіщаної добре аерованої літоралі.

Червоногі молюски-реофіли *Theodoxus fluviatilis* та *Lithoglyphus pyramidatus* мешкають на твердому ґрунті, як-то скельні уламки, каміння, крупна галька тощо. Вони потребують високого вмісту кисню та карбонату кальцію у воді. Крім того, види роду *Lithoglyphus* є дуже чутливими до підвищення температури води (Welter-Schultes, 2012).

\*Під час визначення черепашок молюсків у наявному матеріалі нами було зареєстровано дві форми неритид – *Theodoxus fluviatilis* та *Th. dniestroviansis*. Однак паралельно проведена ревізія цієї групи (Anistratenko et al., 2022) вимагає взяти до уваги наступне. Номинальна видова назва «*Theodoxus dniestroviansis*» була прийнятою в науковому обігу як введена О.Л. Путем 1972 року для прісноводних неритид верхньої частини басейну р. Дністер. Наразі встановлено, що цю назву було валидно запропоновано в більш давній публікації (Путь, 1957); тому датування назви таксона слід змінити на Put', 1957. Більш того, вивчення серії топотипів зі зборів О.Л. Пути 1950 р. та додаткових сучасних зборів доводить, що конхологічні характеристики *Th. dniestroviansis* знаходяться в межах внутрішньовидової мінливості *Th. fluviatilis*. Отже, назва *Th. dniestroviansis* Put', 1957 є молодшим суб'єктивним синонімом *Th. fluviatilis* (Linnaeus, 1758).

Таблиця 4. Результати спорово-пилкового аналізу відкладів терасового комплексу розрізу Русава-2  
Table 4. Results of palynological analysis of deposits in the terrace complex of the Rusava-2 section

Верстви	№ зразка	Склад спектрів
Верства 2 (1,1 м від нульової відмітки розрізу)	1	AP – <i>Pinus, Picea, Quercus, Carpinus, Tilia, Betula</i> ; NAP – Poaceae, Asteraceae, Caryophyllaceae, Ranunculaceae, Cichoriaceae, <i>Helianthemum</i> ; P – Lycopodiaceae, Polypodiaceae, <i>Sphagnum</i> ; непилкові палиноморфи: <i>Pseudoschizea</i>
Верства 2 (1,4 м від нульової відмітки розрізу)	2	AP – <i>Pinus, Picea, Betula</i> ; NAP – Poaceae, Asteraceae, Caryophyllaceae, Cichoriaceae; P – Lycopodiaceae, Polypodiaceae; непилкові палиноморфи: <i>Pseudoschizea</i>
Верства 2 (1,7 м від нульової відмітки розрізу)	3	AP – <i>Pinus, Betula, Alnus</i> ; NAP – Poaceae, Asteraceae, Campanulaceae, Caryophyllaceae, Dipsacaceae, Scrophulariaceae; непилкові палиноморфи: <i>Pseudoschizea</i>
Верства 3 (4,2 м від нульової відмітки розрізу)	4	AP – <i>Pinus</i> ; NAP – <i>Artemisia</i> , Chenopodiaceae, Asteraceae, Brassicaceae
Верства 4 (5,3 м від нульової відмітки розрізу)	5	AP – <i>Pinus, Betula, Quercus</i> ; NAP – <i>Artemisia</i>
Верства 6 (6,2 м від нульової відмітки розрізу)	6	NAP – Cyperaceae, <i>Artemisia</i> , Chenopodiaceae; зелені водорості <i>Pediastrum</i>
Верства 11 (8,7 м від нульової відмітки розрізу)	8	Зелені водорості <i>Pediastrum</i>

*Viviparus viviparus*, *V. sphaeridius zickendrathi*, *Bithynia leachii* надають перевагу тихим, повільним водам з багатою рослинністю. Вид *Esperiana esperi* мешкає на камінні, затопленій деревині та на мулі в прибережній частині річок.

Всі перелічені види, незалежно від екологічних пристосувань, восени мігрують на глибину водойми (річки), щоб уникнути промерзання на міліні.

Таким чином, комплекс прісноводних моллюсків дозволяє реконструювати палеоекологічні умови пра-Русави як водойми з глибиною більшою за рівень промерзання, відносно потужною течією, з чистим піщаним або піщано-галечним дном, подекуди зі скелястими порогами або берегами і наявними старицями або прибережними заводями з піщано-мулистим дном, багатою водною та навколводною рослинністю. Базис ерозії річки був нижчим за рівень середньоміоценових (сарматських) органогенних вапняків, про що свідчить присутність в складі моллюсків перевідкладеного сарматського комплексу. Вапняковий субстрат був сприятливим для розвитку реофілів (див. вище).

У досліджених відкладах було знайдено лише один вид остракод, тому метод взаємного температурного діапазону остракод (Mutual Ostracod

Temperature Range – MOTR) (Horne, 2007) для реконструкції кліматичних умов не міг бути задіяним. Однак знайдений *Pseudocandona compressa* входить до списку переглянутих калібрувань MOTR для 75 європейських неморських видів остракод (Horne et al., 2012a). Отже, можемо з певною часткою ймовірності припускати такі параметри середовища (°C): для липня –  $t_{\min} +8$  та  $t_{\max} +22$ ; для січня –  $t_{\min} -10$  та  $t_{\max} +6$  (Horne et al., 2012a, tabl. 5.2).

Результати спорово-пилкового аналізу, який виявив присутність зелених водоростей *Pediastrum* та осокових, також вказують на існування прісної водойми зі змінною швидкістю течії. Склад спорово-пилкових спектрів фіксує поступові зміни у часі, що відбувалися в рослинному покриві після чергового пониження базису ерозії русла ріки. Під час формування алювіальних відкладів і пізніше, головним чином на початку субаерального осадконакопичення, на цій території поширились відкриті простори з рослинністю лучно-степового типу і невеликими лісовими угрупованнями, що склалися з сосни, берези, дуба (див. табл. 4, зразки 5–6, 8). Розповсюдження лучно-степового ландшафту, як стверджують деякі дослідники, обґрунтовується також присутністю коней

*E. (E.) mosbachensis*, що існували в умовах мозаїчної степової рослинності із тривалим вегетаційним періодом та континентальним кліматом (van Asperen, 2010; Boulbes, van Asperen, 2019). До таких умов середовища вони були надзвичайно добре пристосовані і змогли досягати досить великих розмірів та мати відносно міцні кінцівки. Дрібні ссавці часу формування руслового алювію (*Ochotona* cf. *pusilla*, *Prolagurus* cf. *posterius*, *Arvicola mosbachensis*, *Mimomys* sp., *Allocricetus bursae*) так само віддавали перевагу степовим ділянкам суходолу з близькістю водойми та невеликих байрачних лісів у пониженнях рельєфу (Крохмаль, 2008).

У подальшому поступово збільшувався ступінь участі у рослинному покриві деревних, утворились хвойно-березові угруповання. У пониженнях рельєфу росла вільха. Наземний покрив утворювали нечисленні трав'янисті, а також плауни та багатоніжкові папороті (див. табл. 4, зразки 3, 4). Пізніше хвойно-березові угруповання трансформувались в хвойні ліси з невеликою домішкою широколистяних. Домінантами деревного ярусу в тих лісах була сосна (*Pinus sylvestris*) та ялина (*Picea*), а домішкою – такі широколисті, як дуб (*Quercus*), граб (*Carpinus*), липа (*Tilia*). Наземний покрив у лісах створювався в основному різнотрав'ям і папоротями (див. табл. 4, зразки 1, 2). Відкриті простори (галявини) займали рослини-геліофіти. Клімат був помірний.

Отже, реконструкції за різними палеонтологічними групами підтверджують образ прарусави як доволі швидкоплинної меандруючої річки з піщано-кам'янистим дном, населеної реофільною фауною та флорою. Водночас окремі ділянки річки утворювали «кишені» з уповільненою течією, де оселялися озерно-річкові види молюсків. Саме до таких повільноплинних ділянок у пониженнях рельєфу, ймовірно, тяжіла дрібна теріофауна. Річку оточував степово-лучний ландшафт з ділянками соснового лісу з домішками широколистяних.

### **Визначення відносного віку та біостратиграфічна кореляція**

Визначення віку алювіальних відкладів тераси з відслонення Русава-2 було здійснено на основі трьох ортостратиграфічних груп: молюсків, великих і дрібних ссавців. Різниця між ними

полягає в роздільній здатності кожної з груп для цілей біостратиграфії (Крохмаль, 2011). Роздільна здатність малакологічного методу в сенсі хроностратиграфічних підрозділів відповідає частині ланки або кліматоритму, а в геохронометричному – віку в 170–200 тис. років. Час існування угруповань великих ссавців, які відповідають широко розповсюдженим фауністичним комплексам, ми зіставляємо з термо- або кріохроном, частиною або цілою ланкою та часовим інтервалом від 125 (завадівський кліматоліт, бабельська і гуньківська теріоасоціації) до 360 тис. років (нижній неоплейстоцен, тираспольський комплекс). Найбільш прийнятний рівень роздільної здатності надає мікротеріологічний метод, який дозволяє ідентифікувати стадіали (хроностратиграфічні підрозділи, підпорядковані кліматолітам) і біохронозони у віковому діапазоні від 30 до 60 тис. років (Krokhmal' et al., 2021). Використання кожної з ортостратиграфічних груп для визначення відносного віку тераси проводилось послідовно і залежало від їхньої роздільної здатності. Остаточне рішення щодо відносного віку було прийнято на комплексній основі (з акцентом на дрібних ссавцях) з урахуванням таксономічного складу та морфометричних параметрів викопних решток. За цими показниками обґрунтовано час формування алювію та його приналежність до відкладів певного стадіалу/біохронозони регіональної стратиграфічної шкали.

Щодо питання кореляції терасових відкладів. З нашої точки зору, при кореляції алювіальних осадків надзаплавних терас ми не повинні обмежуватись лише тривіальним номером латиницею та назвою тераси (наприклад, V колкотовська), що нерідко трапляється в геолого-стратиграфічних публікаціях (Чепалыга, 1986; Покатилов, Букатчук, 1989; Гожи́к, 2006). Крім того, використовується та сама нумерація латиницею, але в поєднанні з подвійними індексами кліматоритмів (наприклад, *zv-dn*) (Gozhik, Lindner, 2007) або з їх розшифровкою (*zv-dn*, завадівсько-дніпровська) (Веклич, 1982). Таке положення вносить певну плутанину при розчленуванні та кореляції терасових відкладів (Гнатюк, 2014). Зважаючи на те, що одновікові (корелятні) тераси основних річок та приток першого та більшого порядків зазвичай отримують при описі різні номери, назви або



виділяються виключно за геоморфологічною ознакою (при накладанні алювіальних ритмів, похованому алювії, тектонічних зрушеннях), та враховуючи, що вздовж русел магістральних річок України (Дністер, Дунай, Прут) відносна висота поверхні та цоколів терас періодично змінювалась внаслідок тектонічних процесів (підняття Волино-Подільської плити впродовж плейстоцену) (Палієнко та ін., 2004), пропонуємо подібні тераси (хронокорелятиви) описувати як геологічне тіло (стратоген, кліматоритм) з палеонтолого-хроностратиграфічною характеристикою, наприклад, завадівсько-дніпровська алювіальна тераса з ранньохазарською фауною і флорою дніпровського кріохрону.

Для визначення віку відкладів приймемо за основу такі положення. По-перше, алювіальна товща в класичному розумінні має двочленну будову: «...виокремлюють дві товщі алювію, з яких нижня формувалася у міжльодовиків'я, а верхня – у льодовиків'я. До верхньої товщі відносяться руслові відклади та заплавно-старичні, часто облесовані. Нижня товща складається з грубих галечників, гравійників пристрижневої фації та пісків фації руслової мілини... Границя між ними проводиться по-різному, або в товщі руслового алювію, або над ним, тобто в підшві заплавного.» (пер. наш. – Авт.) (Гожик, 2006, С. 9–17). Така будова алювію в кліматостратиграфічному значенні відповідає кліматоритму (термохрон + кріохрон). По-друге, по можливості застосовувати при описі та дослідженні надзаплавних терас назви з палеонтолого-хроностратиграфічною характеристикою. Таким чином, для валідних стратиграфічно-кореляційних побудов на основі терасових комплексів неоплейстоцену (мартоносько-причорноморський інтервал) цифрову маркіровку терас (I–VIII) та так звані «особисті» назви, які були встановлені раніше (Веклич, 1982; Гнатюк, 2014), краще опустити, а використовувати індексований ряд надзаплавних терас (стратогенів) – дофінівсько-причорноморську (*df-pč*), витачівсько-бузьку (*vt-bg*), прилуцько-удайську (*pl-ud*), кайдацько-тясминську (*kd-ts*), завадівсько-дніпровську (*zv-dn*), лубенсько-тилігульську (*lb-tl*) та мартоносько-сульську (*mr-sl*) з додаванням якомога детальнішої (комплексної) палеонтологічної характеристики. В еоплейстоцені та гелазії

(берегівсько-приазовський інтервал) це стоується широкинсько-приазовської (*sh-pr*), крижанівсько-іллівської (*kr-il*) і береговсько-березанської (*bv-br*) терас.

Визначення відносного віку алювію з розрізу Русава-2 за рештками великих ссавців ґрунтується на біостратиграфії еквід. Відомо, що коні *Equus mosbachensis* та подібні до них види відомі з середнього плейстоцену Європи: Mauer (609±40 тис. р. т., MIS 17/15), Mosbach 2, Süssenborn (MIS 16, 0,64–0,62 млн р. т.), West Runton (доельстерський вік, MIS 17), Vallparadís, Notarchirico (приблизно 0,6 млн р. т.). Перші *V. vulpes* з'являються приблизно в той самий час у місцезнаходженнях l'Escale (Bonifay, 1971) і Caune de l'Arago (Moigne et al., 2006). Зникнення *E. mosbachensis*, за різними оцінками, пов'язують з MIS 6, пізньокромерським віком або границею MIS 9/10 (Boulbes, van Asperen, 2019). У Східній Європі *E. mosbachensis* зафіксовано в розрізах Колкотова та Просяна балки поблизу Тирасполя, в місцезнаходженнях Біляївка, Тихонівка, Морозівка 2, для яких вік алювію знаходиться в межах MIS 10–20 (ранній–початок середнього неоплейстоцену, тираспольський–початок сингільського фауністичного комплексу) (Логвиненко, 2008). Таким чином, стратиграфічне розповсюдження керівних видів великих ссавців вкладається в хроностратиграфічний діапазон від сульського (*sl*, включно) до завадівського (*zv*, повністю) кліматоліту.

Проаналізовано стратиграфічне поширення прісноводних молюсків, які присутні в алювії Русава-2 та визначені до виду. У відкладах VI (раніше V) терас Дунаю і Прута знайдено лише *P. meridiibugense* та *T. fluviatilis* (Нагірне 1) і *L. pyramidatus* (Кислиця). Інші види в осадах VI терас відсутні. З іншого боку, в алювії V (раніше IV) надзаплавних терас магістральних річок трапляються мушлі всіх таксонів, що отримані з товщі флювіальних відкладів розрізу Русава-2. Це відслонення V терас Дністра (Ямпіль, Григоріополь), Прута (Кіркани, Слободзея-Маре, Узмарі), Південного Бугу (Меджибіж), а також давньоевксинських верств розрізів Озерне і Бессергенівка. Варто зазначити, що *H. polonica* та *B. leachii* вперше фіксуються саме в алювії V терас, а в осадах більш

Таблиця 5. Стратиграфічне поширення викопних таксонів молюсків і ссавців з алювіальних відкладів завадівсько-дніпровської тераси р. Русава (розріз Русава-2)

Table 5. Stratigraphic distribution of molluscan and mammalian taxa from alluvial deposits of Zavadivka-Dnieper terrace of the Rusava river (Rusava-2 section)

Надзаплавні тераси магістральних річок		Мартононьсько-сутьська		Лубенсько-тилігульська				Завадівсько-дніпровська				Кайдацько-тясминська	
Кліматоліти		mr	sl	lb			tl	zv			dn	kd	ts
MIS		19-17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6
Стратиграфічне розповсюдження таксонів	<i>Pisidium meridiibugense</i>												
	<i>Henslowiana polonica</i>												
	<i>Theodoxus fluviatilis</i>												
	<i>Viviparus viviparus</i>												
	<i>V. sphaeridius zickendrathi</i>												
	<i>Bithynia leachii</i>												
	<i>Lithoglyphus pyramidatus</i>												
	<i>Esperiana esperi</i>												
	<i>Vulpes vulpes</i>												
	<i>Equus mosbachensis</i>												
	<i>Prolagurus cf. posterius</i>												
	<i>Lagurus lagurus</i>												
	<i>A. mosbachensis</i>												
	<i>Allocricetus bursae</i>												

давніх терас не спостерігаються. У відкладах IV (раніше III) терас присутня лише половина видів молюсків і виключно в басейні Дністра (Гожик, Даценко, 2007). Знахідки представників прісноводної малакофауни, характерної для алювію V надзаплавних терас, у відкладах руслового алювію палеотераси Русава-2 дає підстави стверджувати, що час формування субаквальної товщі відповідає першій половині середнього неоплейстоцену – завадівському (zv) кліматоліту.

Відносний вік руслового алювію відслонення Русава-2 за дрібними ссавцями визначено на основі трьох родових таксонів: строкатки роду *Prolagurus*, водяної полівки роду *Arvicola* та хом'яка роду *Allocricetus*. За коефіцієнтами  $A/L = 52,65$ ;  $B/W = 3,63$ ;  $C/W = 6,36$  строкатка належить виду *Prolagurus cf. posterius*, який фіксується у неоплейстоценових відкладах, починаючи зі стадіалу  $mr_2$  (MIS 18) мартононьського кліматоліту і до кінця кромерського часу (MIS 13). Показником еволюційної прогресивності і місця в стратиграфічній колонці плейстоцену представників роду *Arvicola* є співвідношення SDQ для зубів  $m1$ , яке

в нашому випадку дорівнює 129,26 та характерне для виду *Arvicola mosbachensis*. Значення наведеного коефіцієнта відповідає еволюційному рівню таксона в складі бабельської теріоасоціації на початку завадівського термохрону – стадії  $zv_1$ , MIS 11 (Крохмаль, Рековец, 2010). Рештки *Allocricetus bursae* реєструються з середини еоплейстоцену і до кінця завадівського часу (Рековец, 1994; Стадник, 2012; Krokhmal' et al., 2021).

Враховуючи аналіз фактичного матеріалу щодо стратиграфічного розповсюдження окремих таксонів викопної біоти, визначимо відносний вік алювію відслонення Русава-2 з хроностратиграфічних позицій (табл. 5).

Зона спільного стратиграфічного поширення молюсків охоплює весь завадівсько-дніпровський інтервал (zv-dn) середнього неоплейстоцену. Вид *E. mosbachensis* зникає раніше – наприкінці завадівського термохрону. Ця подія дозволяє знизити верхню границю розповсюдження великих ссавців приблизно до межі між MIS 10 та MIS 9. Стосовно дрібних ссавців: незважаючи на те, що конкурентна зона розповсюдження *Lagu-*

*rus lagurus* – *Microtus nivaloides* (Крохмаль, 2017) свідчить про початок завадівського кліматоліту, присутність решток *P. cf. posterius* цілком зрозуміла, враховуючи, що морфотип «*posterius*» як складова морфотипів виду *L. lagurus* досягає в конкурентній зоні до 15 % від загальної кількості решток (Рековець, 1994, С. 92, 94). Беручи до уваги коефіцієнт  $SDQ = 129,26$  для *A. mosbachensis*, приходимо до висновку, що хроностратиграфічне положення як мікротеріофауни, так і тафоценозу та алювію тераси розрізу Русава-2 загалом обмежується початком завадівського термохрону (MIS 11).

Хронокорелятивом субаквальних відкладів терасового комплексу відслонення Русава-2 є Озерне II, Колкотова балка I, Меджибіж 2, Нагірне 2, Морозівка 2, I, Красносілка 2, Таркьо.

## Висновки

Застосовано комплексний підхід до дослідження плейстоценового місцезнаходження Русава-2. Об'єднано результати вивчення геологічної будови розрізу та біостратиграфічного дослідження політаксонного (ссавці, молюски, остракоди, спори і пилок) тафоценозу. Вік алювію тераси розрізу Русава-2 визначено як початок середнього неоплейстоцену (початок завадівського термохрону (MIS 11)), а саму терасу віднесено до завадівсько-дніпровського стратогена.

Обґрунтовано необхідність упорядкування співвідношення одновікових плейстоценових терас великих і малих річок України. Для валідних кореляційних побудов на комплексній основі в неоплейстоцені (мартоносько-причорноморський інтервал) замість нумерації терас (I–VIII), яка була встановлена деякими дослідниками раніше, запропоновано виділяти такі надзаплавні тераси (стратогени) без римської оцифровки: дофінівсько-причорноморську (*df-pč*), витачівсько-бузьку (*vt-bg*), прилуцько-удайську (*pl-ud*), кайдацько-тясминську (*kd-ts*), завадівсько-дніпровську

(*zv-dn*), лубенсько-тилігульську (*lb-tl*) та мартоносько-сульську (*mr-sl*). В еоплейстоцені та гелазії (берегівсько-приазовський інтервал) виокремлено ширококинсько-приазовську (*sh-pr*), крижанівсько-іллічівську (*kr-il*) і берегівсько-березанську (*bv-br*) тераси. Беручи це до уваги, пропонуємо тераси описувати в якості геологічного тіла (стратогена, кліматоритму) з палеонтолого-хроностратиграфічною характеристикою.

Охарактеризовано тваринний світ та рослинність дослідженого регіону на початку завадівського часу. Палеогеографічні реконструкції підтверджують образ пра-Русави як доволі швидкоплинної меандруючої річки з піщано-кам'янистим дном та реофільною фауною і флорою, з окремими ділянками уповільненої течії, де оселялися озерно-річкові види молюсків. Саме до таких ділянок у пониженнях рельєфу тяжіла дрібна теріофауна. Річку оточував степово-лучний ландшафт з ділянками соснового лісу з домішками широколистяних.

Результати біостратиграфічних досліджень підтверджують кореляцію субаквальних осадків розрізу Русава-2 з відкладами початку середнього неоплейстоцену та надзаплавними завадівсько-дніпровськими терасами (стратогенами) з фауною бабельської теріоасоціації і флорою завадівського термохрону.

За викопною фауною субаквальні відклади терасового комплексу відслонення Русава-2 є хронокорелятивом для місцезнаходжень Озерне II, Колкотова балка I, Меджибіж 2, Нагірне 2, Морозівка 2, I, Красносілка 2, Таркьо та ін.

Статтю підготовлено в рамках виконання бюджетної теми 0122U001698 «Розробка та апробація стратиграфічної моделі осадових басейнів палеогену, неогену та квартеру України» Інституту геологічних наук НАН України, а також теми 0120U100451 «Розвиток біоти в пізньому кайнозойі України» Національного науково-природничого музею НАН України.

**Подяки.** Автори висловлюють щире вдячність директору ПАТ «Ямпільський кар'єр» Валерію Васильовичу Кищуку за повідомлення про нове місцезнаходження викопної фауни і флори та всебічне сприяння проведенню польових досліджень. Особисто дякуємо анонімним рецензентам за цінні поради і зауваження при підготовці статті до друку.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Адаменко О.М., Гольберт А.В., Осіюк В.А., Матвишина Ж.Н., Медяник С.І., Чернюк А.В. Четвертична палеогеографія екосистеми Нижнього і Середнього Дністра. Київ: Фенікс, 1996. 200 с.
- Аністратенко О., Аністратенко В. Зоогеографія і екологія среднесарматських гастропод Восточного Паратетиса. *Ruthenica*. 2012. 22 (2). С. 115–134.
- Белан Н.Г., Логвиненко В.Н. Благородний олень раннетрипольського поселення Бернашевка на Дністрі. *Вісн. Зоології*. 1986. № 6. С. 23–26.
- Бурчак-Абрамович М. *Mastodon borsoni* Lart. з балтських покладів с. Голдашівки (Вінницької області). *Геол. журн.* 1935. Т. 2, вип. 2 (5). С. 123–124.
- Веклич М.Ф. Палеоэтапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. Київ: Наукова думка, 1982. 208 с.
- Гнатюк Р. Стан вивчення плейстоценових терас Середнього Придністер'я. *Історія української географії*. 2014. Вип. 29, 30. С. 97–107.
- Гожик П.Ф. Пресноводные моллюски позднего кайнозоя юга Восточной Европы. Ч. I. Надсемейство Unionoidea. Київ: Логос, 2006. 280 с.
- Гожик П.Ф., Даценко Л.Н. Пресноводные моллюски позднего кайнозоя юга Восточной Европы. Ч. II: Семейства Sphaeriidae, Pisidiidae, Corbiculidae, Neritidae, Viviparidae, Valvatidae, Bithyniidae, Lithoglyphidae, Melanopsidae. Київ: Логос, 2007. 256 с.
- Денисюк Г.І., Мудрак Г.В. Унікальні ландшафти Середнього Придністер'я. Вінниця. 2014. 262 с.
- Збеневич В.Г. Поселение Бернашевка на Дністрі. Київ: Наукова думка, 1980. 179 с.
- Козловська Г. *Dinotherium giganteum* Каур і *Rhinoceros schleiermachersi* Каур з с. Тиманівки на Поділлі. *Вісн. Укр. відділу геол. ком.* 1926. Вип. 8. С. 55–59.
- Колесников В.П. Сарматские моллюски. Палеонтология СССР. Т. 10. Ч. 2. Ленинград: Изд-во АН СССР, 1935. 507 с.
- Короткевич О.Л. Фауна пізньотрипольського поселення Сандраки. *Зб. пр. Зоол. музею АН УРСР*. 1956. № 27. С. 130–143.
- Крохмаль А.І. Биоценозы среднего плейстоцена Украины. *Геол. журн.* 2008. № 2 (323). С. 69–81.
- Крохмаль А.І. Алгоритм построения биохронологических шкал на основе мелких млекопитающих плейстоцена юга Восточной Европы. *Зб. наук. пр. Ін-ту геол. наук НАН України*. 2017. Т. 10. С. 50–60.
- Крохмаль А.І., Дыкань Н.І. Биостратиграфическая корреляция среднеплейстоценовых отложений Центральной и Восточной Европы (на примере разрезов Украины, Германии и России). *Сучасні напрямки української геологічної наук.*: Зб. наук. пр. Ін-ту геол. наук НАН України. Київ, 2006. С. 232–239.
- Крохмаль А.І., Рековець Л.І. Местонахождения мелких млекопитающих плейстоцена Украины и сопредельных территорий. Київ: LAT & K, 2010. 330 с.
- Крохмаль О.І. Роздільна здатність спорово-пилкового, малакологічного та мікротеріологічного методів при стратиграфічному розчленуванні плейстоценових відкладів (на прикладі розрізу Скала-Подільська). *Зб. наук. пр. Ін-ту геол. наук НАН України*. 2011. Т. 4. С. 100–104.
- Кузьмина И.Е. Лошади Северной Евразии от плиоцена до современности. *Тр. Зоол. ин-та РАН*. 1997. Т. 273. 224 с.
- Логвиненко В.М. Великі ссавці пізнього неогену та раннього антропогену України. Київ: Екмо, 2008. 204 с.
- Національний атлас України: Руденко Л.Г. (гол. ред.). Київ, 2007. 440 с.
- Невесская Л.А., Гончарова И.А., Парамонова Н.П., Попов С.В., Бабак Е.В., Багдасарян К.Г., Воронина А.А. Определитель миоценовых двустворчатых моллюсков Юго-Западной Евразии. Москва: Наука, 1993. 412 с. (Тр. Палеонтол. ин-та; Т. 247).
- Палієнко В.П., Барцевський М.Є., Бортник С.Ю., Палієнко Е.Т., Вахрушев Б.О., Кравчук Я.С., Гнатюк Р.М., Зінько Ю.М. Загальне геоморфологічне районування території України. *Укр. геогр. журн.* 2004. № 1. С. 3–11.
- Пламядяла Г.С. Сарматские Cerithiacea Молдавии (изменчивость, систематика и стратиграфическое распространение). Дис. ... канд. биол. наук. Москва: Палеонтол. ин-т АН СССР, 1970. 173 с.
- Покатилов В.П., Букатчук П.Д. Эоплейстоценовые и плейстоценовые террасы бассейна Днестра и их палеогеография. Четвертичный период: Палеогеография и литология (К 28-му Междунар. геол. конгр.). Кишинев: Штиинца, 1989. С. 81–91.
- Путь А.Л. До пізнання фауни прісноводних молюсків Української РСР. *Тр. Ін-ту зоології АН УРСР*. 1957. Т. 14. С. 90–110.
- Рековець Л.І. Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. Київ: Наукова думка, 1994. 370 с.
- Стадник О.І. Представники родів *Allocricetus* та *Cricetulus* (Circetinae, Rodentia) у плейстоцені України. *Vestnik zoologii*. 2012. Т. 46 (5). С. 415–430.
- Тектонічна карта України. Масштаб 1:1 000 000. Пояснювальна записка. М-во охорони навколишнього природного середовища України, Державна геологічна служба, УкрДГРІ. Київ: УкрДГРІ, 2007. 132 с.
- Чепалыга А.Л. Террасы Днестра. Антропоген и палеолит Молдавского Приднестровья. *Путеводитель экскурсий VI Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода*. Кишинев: Штиинца, 1986. С. 57–62.

- Anistratenko O.Yu., Degtyarenko E.V., Osipova D.S., Maksymenko Y.V., Anistratenko V.V. A neritid gastropod name “*Theodoxus dniestrovienensis* Put, 1972” is a junior subjective synonym of *Th. fluviatilis* (L., 1758): decision based on the topotypic specimens study. *Ruthenica*. 2022. Vol. 32 (2). P. 61–68. [https://doi.org/10.35885/ruthenica.2022.32\(2\).2](https://doi.org/10.35885/ruthenica.2022.32(2).2)
- Bonifay M.-F. Carnivores quaternaires du Sud-Est de la France. *Mémoires du Muséum National d’Histoire Naturelle*. 1971. N.S. série C. Vol. 21 (2). P. 43–377.
- Boulbes N., van Asperen E.N. Biostratigraphy and Palaeoecology of European *Equus*. *Frontiers in Ecology and Evolution*. 2019. Vol. 7 (301). <https://doi.org/10.3389/fevo.2019.00301>
- Eisenmann V. Etude des dents jugales inferieures des *Equus* (Mammalia, Perissodactyla) actuels et fossiles. *Palaeovertebrata*. 1981. Vol. 10, No. 3–4. P. 127–226.
- Gozhik P., Lindner L. Tarasy środkowego i dolnego Dniestru oraz ich znaczenie w badaniach nad plejstoceniem Europy. *Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach*. 2007. T. 16. S. 27–42.
- Harzhauser M., Kowalke T. Sarmatian (Late Middle Miocene) gastropod assemblages of the Central Paratethys. *Facies*. 2002. Vol. 46. P. 57–82. <https://doi.org/10.1007/BF02668073>
- Horne D.J. A Mutual Temperature Range method for Quaternary palaeoclimatic analysis using European nonmarine Ostracoda. *Quaternary Science Reviews*. 2007. Vol. 26, iss. 9–10. P. 1398–1415.
- Horne D.J., Curry B.B., Mesquita-Joanes F. Chapter 5. Mutual Climatic Range Methods for Quaternary Ostracods. In: Horne D.J., Holmes J.A., Rodriguez-Lazaro J., Viehberg F.A. (Eds.), Ostracoda as Proxies for Quaternary Climate Change. *Developments in Quaternary Sciences*. 2012a. No. 17. P. 65–84. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53636-5.00005-6>
- Horne D.J., Holmes J.A., Rodriguez-Lazaro J., Viehberg F.A. Chapter 18. Ostracoda as Proxies for Quaternary Climate Change: Overview and Future Prospects. In: Horne D.J., Holmes J.A., Rodriguez-Lazaro J., Viehberg F.A. (Eds.), Ostracoda as proxies for Quaternary climate change. *Developments in Quaternary Sciences*. 2012b. No. 17. P. 305–315. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53636-5.00018-4>
- Krokhmal’ O., Rekovets L., Kovalchuk O. An updated biochronology of Ukrainian small mammal faunas of the past 1.8 million years based on voles (Rodentia, Arvicolidae): a review. *Boreas*. 2021. P. 619–630. <https://doi.org/10.1111/bor.12511>. ISSN 0300-9483
- Lipecki G., Wojtal P. Carnivores from the open-air Gravettian site Kraków Spadzista. In: Wojtal P., Wilczyński J., Haynes G.A. (Eds.), *Gravettian Site in Southern Poland: Kraków Spadzista*. Kraków: Institute of Systematics and Evolution of Animals, Polish Academy of Sciences, 2015. P. 117–157.
- Moigne A.-M., Palombo M.R., Belda V., Heriech-Briki D., Kacimi S., Lacombe F., de Lumley M.-A., Moutoussamy J., Rivals F., Quilès J., Testu A. Les faunes de grands mammifères de la Caune de l’Arago (Tautavel) dans le cadre biochronologique des faunes du Pléistocène moyen italien. *L’Anthropologie*. 2006. Vol. 110 (5). P. 788–831.
- Švagrovský J. Das Sarmat der Tschechoslowakei und seine Molluskenfauna. *Acta geologica et geographica Universitatis Comenianae: Geologica*. 1971. Vol. 20. P. 1–473.
- van Asperen E.N. Ecomorphological adaptations to climate and substrate in late middle Pleistocene caballoid horses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. Vol. 297. P. 584–596.
- Welter-Schultes F.W. European non-marine molluscs, a guide for species identification. Göttingen: Planet Poster Editions, 2012. 674 p.

Надійшла до редакції 19.02.2023

Надійшла у ревізованій формі 14.04.2023

Прийнята 12.08.2023

## REFERENCES

- Adamenko O.M., Golbert A.V., Osiyuk V.A., Matviishina Zh.N., Medyanik S.I., Chernyuk A.V. 1996. Quaternary paleogeography of the ecosystem of the Lower and Middle Dniester. Kyiv: Phoenix (in Russian).
- Anistratenko O., Anistratenko V. 2012. Zoogeography and ecology of the Middle Sarmatian gastropods of Eastern Paratethys. *Ruthenica*, 22 (2): 115–134 (in Russian).
- Anistratenko O.Yu., Degtyarenko E.V., Osipova D.S., Maksymenko Y.V., Anistratenko V.V. 2022. A neritid gastropod name “*Theodoxus dniestrovienensis* Put, 1972” is a junior subjective synonym of *Th. fluviatilis* (L., 1758): decision based on the topotypic specimens study. *Ruthenica*, 32 (2): 61–68 [https://doi.org/10.35885/ruthenica.2022.32\(2\).2](https://doi.org/10.35885/ruthenica.2022.32(2).2)
- Belan N.G., Logvinenko V.N. 1986. Red deer of the early Tripoli settlement of Bernashivka on the Dniester. *Vestn. zool.*, 6: 23–26 (in Russian).
- Bonifay M.-F. 1971. Carnivores quaternaires du Sud-Est de la France. *Mémoires du Muséum National d’Histoire Naturelle*. N.S. série C. 21 (2): 43–377.
- Boulbes N., van Asperen E.N. 2019. Biostratigraphy and Palaeoecology of European *Equus*. *Frontiers in Ecology and Evolution*, 7 (301). <https://doi.org/10.3389/fevo.2019.00301>
- Burchak-Abramovich M. 1935. *Mastodon borsoni* Lart. from the Baltic deposits of Goldashivka (Vinnitsia region). *Geologičnij žurnal*, 2 (2): 123–124 (in Ukrainian).

- Chepalyga A.L. 1986. Terraces of the Dniester. *Anthropogenic and Paleolithic of Moldavian Transnistria*. Guide for excursions of the VI All-Union Conference on the study of the Quaternary period. Kishinev: Shtiintsa, pp. 57–62 (in Russian).
- Denisik G.I., Mudrak G.V. 2014. The unique landscape of the Middle Prydnister'ya. Vynnytsia (in Ukrainian).
- Eisenmann V. 1981. Etude des dents jugales inferieures des *Equus* (Mammalia, Perissodactyla) actuels et fossiles. *Palaeovertebrata*, 10 (3–4): 127–226.
- Gnatiuk R. 2014. State of knowledge of the Pleistocene terraces of the Middle Transnistria. *History of Ukrainian geography*, 29, 30: 97–107 (in Ukrainian).
- Gozhyk P.F. 2006. Freshwater molluscs of the Late Cenozoic in the south of Eastern Europe. Part I. Superfamily Unionoidea. Kyiv: Logos (in Russian).
- Gozhyk P.F., Datsenko L.N. 2007. Freshwater molluscs of the Late Cenozoic in the south of Eastern Europe. Part 2: Families Sphaeriidae, Pisidiidae, Corbiculidae, Neritidae, Viviparidae, Valvatidae, Bithyniidae, Lithoglyphidae, Melanopsidae. Kyiv (in Russian).
- Gozhik P., Lindner L. 2007. Tarasy środkowego i dolnego Dniestru oraz ich znaczenie w badaniach nad plejstoceniem Europy. *Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach*, 16: 27–42 (in Polish).
- Harzhauser M., Kowalke T., 2002. Sarmatian (Late Middle Miocene) gastropod assemblages of the Central Paratethys. *Facies*, 46: 57–82. <https://doi.org/10.1007/BF02668073>
- Horne D.J. 2007. A Mutual Temperature Range method for Quaternary palaeoclimatic analysis using European nonmarine Ostracoda. *Quaternary Science Reviews*, 26, 9–10: 1398–1415.
- Horne D.J., Curry B.B., Mesquita-Joanes F. 2012a. Chapter 5. Mutual Climatic Range Methods for Quaternary Ostracods. In: Horne D.J., Holmes J.A., Rodriguez-Lazaro J., Viehberg F.A. (Eds.), *Ostracoda as Proxies for Quaternary Climate Change. Developments in Quaternary Sciences*, 17: 65–84. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53636-5.00005-6>
- Horne D.J., Holmes J.A., Rodriguez-Lazaro J., Viehberg F.A. 2012b. Chapter 18. Ostracoda as Proxies for Quaternary Climate Change: Overview and Future Prospects. In: Horne D.J., Holmes J.A., Rodriguez-Lazaro J., Viehberg F.A. (Eds.), *Ostracoda as Proxies for Quaternary Climate Change. Developments in Quaternary Sciences*, 17: 305–315. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53636-5.00018-4>
- Kolesnikov V.P. 1935. Sarmatian molluscs. *Paleontology of the USSR*. 10. Part 2. Leningrad: Publishing House AN USSR (in Russian).
- Korotkevich O.L. 1956. Fauna of the late Trypil settlement of Sandraka. *Collection of works of the Zoological Museum of Academy of Sciences of the Ukrainian SSR*, 27: 130–143 (in Ukrainian).
- Kozlovska G. 1926. *Dinotherium giganteum* Kaup and *Rhinoceros schleiermachersi* Kaup from the village Tymanivky on Podilla. *Visnyk Ukrainy of Department of Geol. Committee*, 8: 55–59 (in Ukrainian).
- Krokhmal' A.I. 2008. Biocenoses of the Middle Pleistocene. *Geologichnij zhurnal*, 2 (323): 69–81 (in Russian).
- Krokhmal' A.I. 2017. Algorithm for constructing biochronological scales based on small mammals of the Pleistocene of southern Eastern Europe. *Collection of scientific works of the IGS of the NAS of Ukraine*, 10: 50–60 (in Russian).
- Krokhmal' A.I., Dykan N.I. 2006. Biostratigraphic correlation of Middle Pleistocene deposits of Central and Eastern Europe (for example, sections of the Ukraine, Germany and Russia). *Modern directions of Ukrainian geological science*. Kyiv, pp. 232–239 (in Russian).
- Krokhmal' A.I., Rekovets L.I. 2010. Locations of Pleistocene small mammals of Ukraine and neighboring territories. Monography. Ed. P.F. Gozhyk. Kyiv: LAT & K (in Russian).
- Krokhmal' O.I. 2011. Resolution of spore-pollen, malacological and microteriological methods in stratigraphic dismemberment of Pleistocene sediments (on the example of the Skala-Podilska section). *Collection of scientific works of the IGS of the NAS of Ukraine*. 4: 100–104 (in Ukrainian).
- Krokhmal' O., Rekovets L., Kovalchuk O. 2021. An updated biochronology of Ukrainian small mammal faunas of the past 1.8 million years based on voles (Rodentia, Arvicolidae): a review. *Boreas*, 50 (3): 619–630. <https://doi.org/10.1111/bor.12511>. ISSN 0300-9483
- Kuzmina I.E. 1997. Horses of northern Eurasia from the Pliocene to the present. *Trudy Zoologicheskogo Instituta RAN*. 273: 1–224 (in Russian).
- Lipecki G., Wojtal P. 2015. Carnivores from the open-air Gravettian site Kraków Spadzista. In: Wojtal P., Wilczyński J., Haynes G.A (Eds.), *Gravettian Site in Southern Poland: Kraków Spadzista*. Kraków: Institute of Systematics and Evolution of Animals, Polish Academy of Sciences, pp. 117–157.
- Logvynenko V.M. 2008. Large mammals of the Late Neogene and Early Anthropogene of Ukraine. Kyiv: Ekmo (in Ukrainian).
- Moigne A.-M., Palombo M.R., Belda V., Heriech-Briki D., Kacimi S., Lacombe F., de Lumley M.A., Moutoussamy J., Rivals F., Quilès J., Testu A. 2006. Les faunes de grands mammifères de la Caune de l'Arago (Tautavel) dans le cadre biochronologique des faunes du Pléistocène moyen italien. *L'Anthropologie*. 110 (5), pp. 788–831.
- National atlas of Ukraine. 2007. Chief ed. L.H. Rudenko. Kyiv (in Ukrainian).
- Nevesskaya L.A., Goncharova I.A., Paramonova N.P., Popov S.V., Babak S.V., Bagdasaryan K.G., Voronina A.A. 1993. Determinant of Miocene bivalve mollusks of southwestern Eurasia. *Trudy Paleontologicheskogo Instituta*. 247: 1–412 (in Russian).
- Palienko V.P., Barshchevskii M.E., Bortnyk S.Yu., Palienko E.T., Vakhrushev B.O., Kravchuk Y.S., Hnatyuk R.M., Zinko Yu.M. 2004. General geomorphological zoning of the territory of Ukraine. *Ukrainian Geographical Journal*, 1: 3–11 (in Ukrainian).

- Plamadyala G.S. 1970. Sarmatian Cerithiacea of Moldavia (variability, taxonomy, and stratigraphic distribution). Diss. ... cand. biol. sciences. Moscow: Paleontological Institute AN USSR (in Russian).
- Pokatilov V.P., Bukatchuk P.D. 1989. Eopleistocene and Pleistocene terraces of the Dniester basin and their paleogeography. *Quaternary period: Paleogeography and lithology* (28 Intern. Geol. Congr.). Kishinev: Shtiintsa, pp. 81–91 (in Russian).
- Put' A.L. 1957. Toward the knowledge of the freshwater mollusk fauna of the Ukrainian SSR. *Trudy Institutu zoologii Akademii Nauk Ukrain's'koi RSR*, 14: 90–110 (in Ukrainian).
- Rekovets L.I. 1994. Small mammals of the Anthropogene of the south of Eastern Europe. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Stadnik A.I. 2012. Representatives of genera *Allocricetus* and *Cricetulus* (Circetinae, Rodentia) in the Pleistocene of Ukraine. *Vestnik zoologii*, 46 (5): 415–430 (in Ukrainian).
- Švagrovský J. 1971. Das Sarmat der Tschechoslowakei und seine Molluskenfauna. *Acta geologica et geographica Universitatis Comenianae: Geologica*, 20: 1–473.
- Tectonic map of Ukraine. 2007. Scale 1:1,000,000. Explanatory note. Ministry of Environmental Protection of Ukraine, State Geological Service. Ukrainian State Geological Exploration Institute. Kyiv: UkrDGRI (in Ukrainian).
- van Asperen E.N. 2010. Ecomorphological adaptations to climate and substrate in late middle Pleistocene caballoid horses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297: 584–596.
- Veklich M.F. 1982. Paleostages and stratotypes of Upper Cenozoic soil formations. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Welter-Schultes F.W. 2012. European non-marine molluscs, a guide for species identification. Göttingen: Planet Poster Editions.
- Zbenovich V. G. 1980. The settlement of Bernashevka on the Dniester. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).

Received 19.02.2023

Received in revised form 14.04.2023

Accepted 12.08.2023

## Rusava-2, a new locality of Mid-Pleistocene fauna and palynoflora in Ukraine: geology, palaeontology, palaeogeography and relative geochronology

O.I. Krokhmal<sup>1\*</sup>, M.S. Komar<sup>3,5</sup>, O.Y. Anistratenko<sup>1,2</sup>, V.M. Logvynenko<sup>4</sup>, D.V. Ivanoff<sup>6</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine

E-mail: krokhmal1959@ukr.net; olga.anistrat@gmail.com

<sup>2</sup> I.I. Schmalhausen Institute of Zoology of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine

E-mail: olga.anistrat@gmail.com

<sup>3</sup> National Museum of Natural History of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine

E-mail: maryna.kom@gmail.com; dmitry.v.ivanoff@gmail.com

<sup>4</sup> Office of the Presidium of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine

E-mail: logvynenko@nas.gov.ua

<sup>5</sup> National Natural Park "Zalissy", Bohdanivka village, Brovary district, Kyiv region, Ukraine

E-mail: maryna.kom@gmail.com

\* Corresponding author

This paper reports the results of field geological studies of Rusava-2 section recently discovered in Vinnytsia Region and an examination of the fossil fauna and palynoflora from the locality to provide a deeper and integrated characterisation of the Pleistocene deposits of the Middle Dniester area of Ukraine. Ten taxa of mammals were identified in the alluvial series of the terrace: *Equus* (*Equus*) *mosbachensis*, *Bison* sp., *Cervus* sp., *Vulpes* cf. *vulpes*, *Ochotona* ex gr. *pusilla*, *Prolagurus* cf. *posterius*, *Arvicola* *mosbachensis*, *Mimomys* sp., *Microtus* sp., *Allocricetus* *bursae*. The invertebrate fossils represent the ostracod *Pseudocandona compressa*, 11 species and subspecies of Pleistocene freshwater molluscs, and also include redeposited gastropod shells of the Sarmatian age. A palaeogeographic reconstruction of the development of the terrace complex deposits was made and a relative geological age of the alluvial sediments of the terrace was estimated. The numbering of the Pleistocene terraces of Ukrainian rivers was discussed and the chronocorrelative terraces were proposed to be described as geological bodies with paleontological-chronostratigraphic characteristics. The conducted palynological analysis of the subaerial sediment cover of the terrace suggests a change in vegetation from the meadow-steppe type through coniferous-birch communities to coniferous forests with a small admixture of broad-leaved trees. The biostratigraphic analysis indicates the correlation of the subaqueous sediments of the Rusava-2 section with the early Middle Neopleistocene deposits and with the above-floodplain Zavadiivka-Dnieper terraces containing the fauna of the Babel therioassociation and flora of the Zavadiivka thermochrone.

**Keywords:** Pleistocene; Middle Dniester area; river terraces; biostratigraphy; relative geological age.

<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.281254>  
УДК 55 (092)

**Світлої пам'яті ученого, педагога, організатора науки та освіти  
Ореста Ілляровича Матковського  
(17 листопада 1929 – 23 березня 2023)**

**М.С. Ковальчук**

Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна  
E-mail: kms1964@ukr.net

---

*Стаття присвячена Оресту Ілляровичу Матковському – видатному вченому-мінералогу, доктору геолого-мінералогічних наук, професору, академіку Академії наук вищої школи України, віце-президенту Українського мінералогічного товариства, дійсному члену Наукового товариства ім. Шевченка, заслуженому професору Львівського національного університету ім. Івана Франка, професору-консультанту кафедри мінералогії, петрографії і геохімії геологічного факультету Львівського національного університету ім. Івана Франка. Висвітлені основні факти біографії О.І. Матковського, його науково-педагогічна діяльність, організаційна діяльність, важливі наукові публікації.*

**Ключові слова:** Орест Матковський; біографія; мінералогія; науково-педагогічна діяльність.

---

Цитування: Ковальчук М.С. Світлої пам'яті ученого, педагога, організатора науки та освіти Ореста Ілляровича Матковського (17 листопада 1929 – 23 березня 2023). *Геологічний журнал*, 3 (384): 126–131. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.281254>

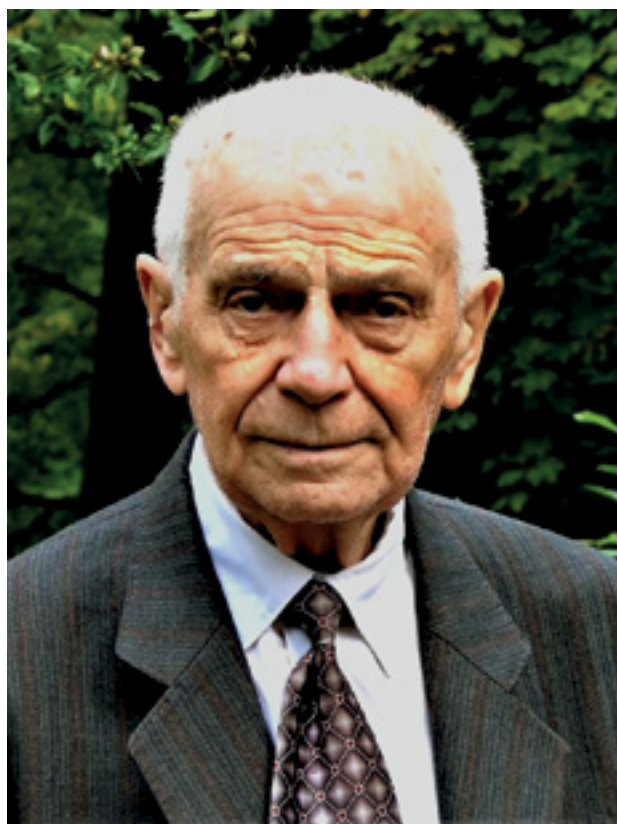
Citation: Kovalchuk M.S. 2023. To the bright memory of a scientist, teacher, organizer of science and education Orest Illarovich Matkovskiy (November 17, 1929 – March 23, 2023). *Геологічний журнал*. 2023. № 3 (384). С. 126–131. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.281254>

© Видавець Інститут геологічних наук НАН України, 2023. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

© Publisher Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, 2023. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)



23 березня 2023 р. на 94-му році життя відійшов у вічність відомий вчений у галузі мінералогії, академік Академії наук вищої школи України, віце-президент Українського мінералогічного товариства, дійсний член Наукового товариства ім. Шевченка, заслужений професор Львівського національного університету ім. Івана Франка, лауреат Державної премії УРСР у галузі науки і техніки, професор-консультант кафедри мінералогії, петрографії і геохімії геологічного факультету Львівського національного університету ім. Івана Франка, доктор геолого-мінералогічних наук, професор Орест Іллярович Матковський.



Орест Іллярович Матковський  
Orest Illiarovych Matkovskiy

Народився Орест Іллярович 17 листопада 1929 р. у сім'ї селян середнього класу в с. Терпилівка на Тернопільщині. Протягом 1945–1948 рр. навчався у Підволочиській середній школі, після закінчення якої за порадою вчителя хімії Євгена Мерзлікіна і вчителя математики Любомира Дмитерка обрав професію геолога і у 1948 р. вступив на геологічний факультет Львівського державного універ-

ситету ім. Івана Франка (Орест Матковський..., 2009). За час навчання був старостою групи, членом студентського профбюро, співав у студентському хорі, побував на навчальних і виробничих практиках в Українських Карпатах, Донбасі, Приазов'ї, Волино-Поділлі.

У 1953 р. Орест Іллярович успішно захистив дипломну роботу на тему «Мінералогія маріуполітів балки Мазурової в Приазов'ї» та отримав диплом з відзнакою і кваліфікацію «геолог».

Згодом вступив до аспірантури при кафедрі мінералогії цього ж університету. Науковим керівником молодого науковця був ректор університету, член-кореспондент АН УРСР, професор Євген Лазаренко. Значна кількість кам'яного матеріалу, яку зібрав аспірант за час навчання в аспірантурі під час польових робіт, поповнила колекцію навчальних колекцій кафедри та Мінералогічного музею.

У 1956 р. Ореста Ілляровича Матковського призначено на посаду асистента кафедри мінералогії, де він проводив лабораторні заняття з мінералогії, викладав спецкурс з федорівського методу, керував курсовими роботами студентів.

Дисертаційну роботу «Мінералогія осницького комплексу Волини» Орест Іллярович успішно захистив у 1957 р. та отримав науковий ступінь кандидата геолого-мінералогічних наук.

Заповнюючи прогалини геологічної освіти в україномовних підручниках, він разом з Оксаною Винар перекладає українською мовою підручник Г. Попова та І. Шафрановського «Кристаллографія» (1941 р.), доповнює його (з дозволу авторів) розділом «Коротка історія розвитку кристаллографії» та додатками до розділу «Ізоморфізм» і видає друком у 1959 р. (Орест Матковський..., 2009).

У 1960 р. побачила світ перша фундаментальна колективна монографія з регіональної мінералогії в Україні – «Мінералогія вивержених комплексів Західної Волини», серед авторів якої був Орест Матковський.

У 1961 р. О. Матковський обіймає посаду доцента кафедри мінералогії, а в 1962 р. отримує вчене звання доцента цієї ж кафедри. Поряд з викладацькою діяльністю (викладання

навчальної дисципліни «Мінералогія», спецкурсів «Шліховий аналіз», «Спецметоди в мінералогії», керування навчальними практиками, дипломними роботами студентів тощо) він досліджує п'єзокварцові камерні пегмати (головну увагу сконцентровано на розробці мінералого-петрографічних критеріїв оцінки продуктивності пегматитових тіл щодо п'єзокварцової сировини і коштовного каміння), золотоносні конгломерати протерозою Волині, золото-поліметалічні та манганові рудопрояви і родовища Українських Карпат та ін. (Орест Матковський..., 2009). Результати наукових досліджень були висвітлені в численних наукових публікаціях, виробничих звітах, колективних монографіях («Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат»: у 2-х ч., 1976, 1977 рр. та ін.).

З 1970 р. Орест Іллярович досліджує розсіпну золотоносність Українських Карпат і молоді постмагматичні родовища та пов'язані з ними метасоматити. Вченим у тісній співпраці з геологами Львівської та Закарпатської геологорозвідувальних експедицій, Інституту мінеральних ресурсів Міністерства геології України, Центрального науково-дослідного геологорозвідувального інституту Міністерства геології СРСР було діагностовано золото в конгломератах соймільської світи крейди Мармароської зони, конгломератах слобідської світи міоцену Передкарпатського прогину, четвертинних відкладах багатьох водотоків. У науковій праці «Проблеми золотоносности Украинских Карпат» (1975) О. Матковським у співавторстві з Є. Лазаренком виокремлено та охарактеризовано вісім головних золотоносних районів (Чивчинський, Рахівський, Вишківський, Берегівський, Перечинський, Верховинський, Яблунівський, Чернівецький) та ділянки різновікової корінної і розсіпної золотоносності. Під керівництвом вченого досліджується золотоносність Берегівського і Рахівського рудних районів. Результатом робіт з дослідження золотоносності Українських Карпат стало узагальнення науковцем даних про корінні і розсіпні рудопрояви і родовища, мінералого-генетична і формаційна їх типізація, дослідження типоморфних особливостей самородного золота, розробка розшукових та оціночних критеріїв тощо.

У 1974 р. Орест Іллярович Матковський був призначений на посаду завідувача кафедри мінералогії (Кафедра мінералогії..., 2004), цього ж року він очолює Львівську мінералогічну школу академіка Євгена Лазаренка, а у 1975 р. на засіданні спеціалізованої вченої ради Інституту геохімії та фізики мінералів АН УРСР (нині Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України) успішно захистив дисертаційну роботу «Мінералогия и условия образования древних эндогенных комплексов Мармарошского массива (Восточные Карпаты)» на здобуття наукового ступеня доктора геолого-мінералогічних наук. Через два роки (у 1977 р.) йому присвоюють вчене звання професор.

Кафедра мінералогії, яка здійснювала підготовку фахівців з геохімічної спеціальності (мінералогів, геохіміків, кристалографів), за каденції Ореста Ілляровича на посаді завідувача (1974–1999 рр.) стала навчальним і науковим центром з мінералогії в Україні. Зокрема, збільшилася кількість фахових навчальних дисциплін («Прикладна мінералогія», «Геохімічна спеціалізація і рудоутворення», «Розшукова і технологічна мінералогія», «Генетична мінералогія», «Мінералогія України» та ін.); за його авторства і співавторства було підготовлено і видано методичні розробки («Шліховий аналіз», «Природні мінеральні парагенезиси», «Геохімічна спеціалізація і рудоутворення» та ін.), навчальні посібники («Структура і теоретичні основи прикладної мінералогії», «Регіональна і розшукова мінералогія», «Технологічна мінералогія руд» та ін.) (Орест Матковський..., 2009).

Упродовж 1980–1996 рр. Орест Матковський обіймає посаду декана геологічного факультету та докладає чимало зусиль для його розвитку і зростання авторитету (Кафедра мінералогії..., 2004). У цей період геологічний факультет здійснював підготовку фахівців не лише для України та країн колишнього Радянського Союзу, а й для Монголії, В'єтнаму, Куби, Алжиру, Лаосу та ін.

Для підготовки кадрів вищої кваліфікації у 1985 р. на факультеті створюється спеціалізована вчена рада з захисту кандидатських і докторських дисертацій зі спеціальностей 04.00.01 – загальна та регіональна геологія; 04.00.11 – геологія, розшуки та розвідка руд-

них і нерудних родовищ; металогенія; 04.00.20 – мінералогія, кристалографія, головою якої по 2000 р. був Орест Іллярович. За сприяння і підтримки О. Матковського було захищено десятки кандидатських і докторських дисертацій.

Після відновлення у 1991 р. Україною незалежності за ініціативи декана створюються філії кафедр при інститутах Держкомгеології України та НАН України, відкрито нову спеціальність – «Екологічна геологія» (1995). Нові політико-економічні умови зумовили зміну профілю науково-дослідних робіт факультету. Зокрема, зусилля кафедр було спрямоване на вивчення геологічної будови і мінерально-сировинних ресурсів України (Орест Матковський..., 2009).

Для координації таких робіт у 1994 р. за ініціативи Ореста Матковського створено та ним очолено (1994–1999 рр.) Інститут геології та мінералогії золота, кольорових металів і алмазів України, що сприяло зосередженню наукових розробок співробітників факультету на актуальних питаннях теоретичного і практичного спрямування (Орест Матковський..., 2009).

З 1999 по 2023 р. Орест Матковський – професор кафедри мінералогії та професор-консультант кафедри мінералогії, петрографії і геохімії.

О.І. Матковський був одним із перших дослідників акцесорних мінералів в Україні. Багаторічні наукові дослідження геологічної будови та мінералогії Українських Карпат спонукали його до підготовки та видання серії колективних монографічних видань: «Минералы Украинских Карпат. Простые вещества, теллуриды и сульфиды» (1990), «Минералы Украинских Карпат. Оксиды, гидроксиды, хлориды, йодиды, фториды» (1995), «Минералы Украинских Карпат. Бораты, арсенаты, фосфаты, молибдаты, сульфаты, карбонаты, органічні мінерали і мінералоїди» (2003), «Минералы Украинских Карпат. Силікати» (2011), «Минералы Украинских Карпат. Процеси мінералоутворення» (2014).

У 2002 р. О.І. Матковським у співавторстві з Б.І. Пироговим видано навчальний посібник «Прикладна мінералогія», в якому висвітлено загальні відомості про прикладну мінералогію, теоретичні основи і структуру прикладної мінералогії. Спеціальні розділи посібника

присвячені регіональній мінералогії та мінералогічному картуванню, розшуково-оціночній мінералогії, технологічній мінералогії та мінералогії нових видів мінеральної сировини тощо.

У 2009 р. О. Матковським у співавторстві з В. Павлишиним та Є. Сливко видано підручник «Основи мінералогії України», в якому розглянуто головні віхи історії мінералогії України та сучасний стан регіонально-мінералогічних досліджень, особливості геологічної будови, корисні копалини та мінералогічне районування України, подано характеристику найважливіших мінералів та ін.

Значна робота Орестом Ілляровичем проводилася з дослідження історії мінералогії України та здобутків мінералогічної науки. За його авторства і співавторства вийшло чимало наукових статей («Шляхи розвитку мінералогічної кристалографії» у співавторстві з З.В. Бартошинським (1998); «Стан і перспективи розвитку мінералогії на межі тисячоліть» (2001); «Академік О.С. Поваренних – видатний учений, мінералог і кристалохімік другої половини ХХ століття» (2005); «Академік В.С. Соболев – видатний мінералог і петрограф ХХ століття» у співавторстві з І. Бакуменком (2008); «Мінералогічна школа Є. Лазаренка та її внесок у розвиток сучасної мінералогії» (2016); «Золотий вік в історії мінералогії України» (2017); «Внесок у розвиток української мінералогії вчених, опосередковано пов'язаних з мінералогічною школою академіка Євгена Лазаренка» (2019); «Найяскравіші сторінки 75-річної історії геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка» у співавторстві з М. Павлуном, Є. Сливко (2020) та ін.); одноосібні («Здобутки мінералогії України» (2018); «Розвиток мінералогічних досліджень у Львівському національному університеті імені Івана Франка» (2021)) та колективні видання («Історія мінералогії в Україні. Від глибокої давнини до 90-х років ХХ ст.» (2019) та «Історія мінералогії в Україні. Від 90-х років ХХ ст. донині» (2022) у співавторстві з В. Павлишиним і С. Довгим; «Термобарогеохімія в Україні» (2021) у співавторстві з І. Наумком, М. Павлуном, Є. Сливко); монографії (Орест Матковський..., 2009; Професор Орест Матковський..., 2019).

За участі і безпосереднього керівництва професора Ореста Матковського проведено чимало наукових нарад різного рівня з питань геологічної науки і освіти та актуальних проблем мінералогії.

За його співавторства видано «Російсько-український геологічний словник» (2011), співавтори Р. Вовченко, Л. Бохорська, О. Полубічко; сучасний тримовний «Словник українських назв мінеральних видів» (2021), співавтори І.М. Наумко, Л.З. Скакун (Орест Матковський..., 2009; Професор Орест Матковський..., 2019).

Протягом свого життя Орест Іллярович значну частину наукової та організаційної діяльності присвячував увіковіченню пам'яті свого вчителя – академіка Євгена Костянтиновича Лазаренка. Зокрема, за його авторства вийшло друком декілька публікацій, колективна монографія «Євген Лазаренко – видатна постать ХХ століття» (2012).

Вчений був активним організатором і учасником тематичних наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка. Перші з них відбулися в 1997 р. у Львівському університеті і були присвячені проблемам регіональної мінералогії. Наступні наукові читання теж здебільшого були тематичними і присвячувалися питанням генетичної мінералогії, акцесорним мінералам, мінералогічної кристалографії, створення монографічного видання з мінералогії України, мінералогічного словника-довідника Карпато-Балканської гірської системи тощо (Історія мінералогії..., 2022). Частина наукових читань проходила на базі спортивно-оздоровчого табору «Карпати» Львівського національного університету ім. Івана Франка і супроводжувалася чудовими екскурсіями на геологічні об'єкти.

Орест Іллярович головував на пленарних засіданнях, виголошував наукові доповіді, брав участь у наукових дискусіях, обговоренні та науково-пізнавальних екскурсіях, товариських зустрічах, іноді до півночі проводячи час біля ватри з колегами, випускниками і студентами.

Як знаний науковець, педагог і керівник, здібний організатор навчального процесу і наукової роботи, гідний продовжувач справи учителя – академіка Євгена Лазаренка, професор Орест Матковський своїми знаннями, винятковою працездатністю, педагогічним талантом заслужив авторитет і повагу серед геологів та наукової спільноти.

В усіх куточках нашої держави і поза її межами в спогадах випускників геологічного факультету – учнів ученого і педагога, завжди простежується теплота, любов та вдячність за життєву науку і добрі справи.

Своє життя Орест Іллярович прожив яскраво, творчо, натхненно, цілеспрямовано, зробивши значний внесок у розвиток української мінералогічної науки та її популяризацію, залишивши у спадок прийдешнім поколінням геологів близько 600 наукових праць, серед яких 16 монографій, три підручники, два навчальні посібники, два словники, три довідково-інформаційні та два літературно-публіцистичні видання, наукові і виробничі звіти, сотні наукових статей з мінералогії і суміжних наук тощо.

Висловлюємо глибоке щире співчуття рідним, близьким, колегам Ореста Ілляровича Матковського. Світла пам'ять про заслуженого професора Львівського національного університету ім. Івана Франка, патріарха української мінералогії, видатного вченого і педагога, організатора науки, інтелектуала, хорошої людини назавжди залишиться в серцях його учнів, колег, знайомих.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Історія мінералогії в Україні від 90-років ХХ ст. донині.* В. Павлишин, О. Матковський, С. Довгий. Київ, 2022. 609 с.
- Кафедра мінералогії Львівського національного університету імені Івана Франка (1864–2004): довід.-інформ. вид.:* Матковський О., Білоніжка П., Скакун Л., Сливко Є. (авт. й упоряд.). Львів: Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2004. 134 с.
- Орест Матковський: учений, педагог, організатор науки і освіти (до 80-річчя від дня народження): довід.-бібліогр. вид.:* Білоніжка П., Сливко Є., Мамчур Б., Ланчак Л., Яриш Л. (авт. й упоряд.). Львів: Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2009. 152 с.
- Професор Орест Матковський – класик української мінералогії (до 90-річчя від дня народження): довід.-бібліогр. вид.:* Павлунь М., Наумко І., Білоніжка П. та ін. (авт. й упоряд.). Львів: Простір-М, 2019. 72 с.

Надійшла до редакції 07.06.2023

Прийнята 12.08.2023

REFERENCES

- Pavlyshyn V., Matkovskiy O., Dovgyi S.* 2022. The history of mineralogy in Ukraine since the 1990s to this day. Kyiv (in Ukrainian).
- Matkovskiy O., Bilonizhka P., Skakun L., Slyvko E.* 2004. Department of Mineralogy of Ivan Franko Lviv National University (1864–2004): reference and information edition. Lviv: Ivan Franko LNU Publishing Center (in Ukrainian).
- Bilonizhka P., Slyvko E., Mamchur B., Lanchak L., Yarysh L.* 2009. Orest Matkovskiy: scientist, teacher, organizer of science and education (to the 80th anniversary of his birth): reference and bibliographic edition. Lviv: Ivan Franko LNU Publishing Center (in Ukrainian).
- Pavlun M., Naumko I., Bilonizhka P. et al.* 2019. Professor Orest Matkovskiy – a classic of Ukrainian mineralogy (to the 90th anniversary of his birth): reference and bibliographic edition. Lviv: Prostir-M (in Ukrainian).

Received 07.06.2023

Accepted 12.08.2023

To the bright memory of a scientist, teacher, organizer of science and education Orest Illiarovych Matkovskiy (November 17, 1929 – March 23, 2023)

*M.S. Kovalchuk*

Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine

E-mail: kms1964@ukr.net

The article is dedicated to Orest Illiarovych Matkovskiy, an outstanding mineralogist, doctor of geological and mineralogical sciences, professor, academician of the Academy of Sciences of the Higher School of Ukraine, vice-president of the Ukrainian Mineralogical Society, full member of the Shevchenko Scientific Society, Honored Professor of the Ivan Franko National University of Lviv, consulting professor of the Department of Mineralogy, Petrography and Geochemistry of the Faculty of Geology of the Ivan Franko National University of Lviv. The article highlights the main facts of the biography of O.I. Matkovskiy, his scientific and pedagogical activity, organizational activity, important scientific publications.

**Keywords:** *Orest Matkovskiy, biography; mineralogy; scientific and pedagogical activity.*

<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.279193>  
УДК [929+012:(551+563.12)]:56 (477)

**Олена Семенівна Липник**  
**(до 100-річчя від дня народження)**

**О.Д. Веклич**

Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна  
E-mail: veklych.od@gmail.com

*Олена Семенівна Липник – знаний фахівець-мікропалеонтолог української палеонтологічної науки, учениця доктора геолого-мінералогічних наук, професора О.К. Каптаренко-Черноусової, старший науковий співробітник відділу стратиграфії і палеонтології мезозойських відкладів Інституту геологічних наук НАН України, кандидат геолого-мінералогічних наук. У статті наведена біографія та науковий доробок вченої, яка вивчала біостратиграфію верхньокрейдових відкладів платформної України за форамініферами, зокрема відклади верхньої крейди Дніпровсько-Донецької западини та окраїн Донбасу. О.С. Липник є розробником і співавтором зонального розчленування верхньокрейдових відкладів Східноєвропейської платформи за бентосними форамініферами, розробником і автором зональної шкали відкладів верхньої крейди Дніпровсько-Донецької западини за бентосними форамініферами, автором поділу верхньокрейдової товщі Дніпровсько-Донецької западини на світи, одним із авторів регіональної стратиграфічної схеми верхньокрейдових відкладів Дніпровсько-Донецької западини та окраїн Донбасу. Описано наукову спадщину Олени Семенівни Липник. В основу дослідження покладено особову справу та автобіографію О.С. Липник; фотографії з архівів Інституту геологічних наук НАН України та доктора геолого-мінералогічних наук, професора Д.Є. Макаренка, а також спогади співробітників інституту.*

**Ключові слова:** Олена Липник; стратиграфія; палеонтологія; форамініфери; мезозой України.

Цитування: Веклич О.Д. Олена Семенівна Липник (до 100-річчя від дня народження). *Геологічний журнал*. 2023. № 3 (384). С. 132–147. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.279193>

Citation: Veklych O.D. 2023. Olena Semenivna Lypnyk (to 100th anniversary from birth). *Geologicnij zurnal*, 3 (384): 132–147. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.279193>

© Видавець Інститут геологічних наук НАН України, 2023. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

© Publisher Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, 2023. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

23 липня 1923 р. виповнилося 100 років від дня народження Олени Семенівни Липник (23 липня 1923 – 16 березня 2006).



Олена Семенівна Липник (фото приблизно 1978 р.). Фото, архів ІГН НАН України

Olena Semenivna Lypnyk (circa 1978). Photo from the archive of the Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences of Ukraine

О.С. Липник (спочатку Овдій, в деяких працях – Липнік) – відома вчена-палеонтолог (мікропалеонтолог), стратиграф по мезозойських відкладах, яка присвятила свій науковий доробок вивченню форамініфер, зокрема верхньої крейди, а також розчленуванню верхньокрейдових відкладів Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) та Донбасу, Криму і Причорномор'я, кандидат геолого-мінералогічних наук, старший науковий співробітник, яка працювала у відділі стратиграфії і палеонтології мезозойських відкладів Інституту геологічних наук (ІГН) НАН України близько 50 років. Її наукова діяльність була пов'язана з такими напрямками геологічної науки – стратиграфія, палеонтологія, палеогеографія, палеоекологія. Вона автор понад 60 наукових публікацій. Основним об'єктом і предметом її досліджень були викопні форамініфери та біостратиграфія крейдових відкладів Східної України і не тільки. Результатом ретельного мікропалеонтологічного вивчення, зокрема відкладів верхньої крейди ДДЗ, окраїн Донбасу, став опис О.С. Липник в одноосібній монографії понад 20 нових видів форамініфер (Липник, 1961). Дослідниця посідає чільне місце серед українських палеонтологів.

У статті були використані особова справа О.С. Липник, а також фотографії, які зберігаються в архіві ІГН НАН України; архівні матеріали відділу стратиграфії і палеонтології мезозойських відкладів; фотографії з архіву доктора геолого-мінералогічних наук, професора Д.Є. Макаренка; спогади співробітників інституту кандидатів геолого-мінералогічних наук Д.М. П'яtkової, А.К. Гранової, автора статті та ін.

Олена Семенівна Липник народилася 23 липня 1923 р. у м. Димер Димерського району Київської області в родині селян. Її батьки займалися сільським господарством. У 1931–1941 рр. вона навчалася у Димерській середній школі. В період тимчасової воєнної окупації Київщини Олена Семенівна знаходилася в м. Димер, працювала в «Ліспромгоспі» різноробочою. З жовтня 1942 р. займалась домашнім господарством.

Після звільнення Києва в 1944 р., під час Другої світової війни, О.С. Липник вступила до Київського державного університету ім. Т.Г. Шевченка (тепер Київський національний університет ім. Тараса Шевченка) на геологічний факультет (геолого-грунтовий факультет, з автобіографії О.С. Липник), відділення стратиграфії. В той час на факультеті університету викладали видатні вчені-геологи, професори В.І. Лучицький (геолог-петрограф), Г.І. Молявко (стратиграф-палеонтолог), Б.А. Гаврусевич (геохімік, мінералог), Л.Д. Розов (фахівець з мінерально-сировинної бази), К.І. Маков (гідролог), А.Є. Бабінець (гідрогеолог) та ін. У 1948 р. Олена Семенівна закінчила університет за спеціальністю «палеонтологія», одержавши кваліфікацію геолога. Вона отримала направлення в Трест геологорозвідувальних і бурових робіт у м. Саратов, де працювала палеонтологом з 1 вересня по 7 листопада 1948 р. З грудня 1948 р. по квітень 1949 р. О.С. Липник посіла посаду старшого лаборанта Молдавської геолого-пошукової експедиції (з автобіографії О.С. Липник).

Свою наукову діяльність в ІГН АН УРСР (тепер ІГН НАН України) Олена Семенівна розпочала з 1 грудня 1948 р. (за іншими даними, з травня 1949 р.) на посаді старшого лаборанта в лабораторії викопної мікрофауни (згодом відділ геології мезозойських відкладів, далі відділ мезо-кайнозою, потім відділ мезозою, тепер



Викладачі та студенти-випускники геологічного факультету Київського державного університету ім. Т.Г. Шевченка (Київ, червень 1948 р.). Перший ряд (зліва направо): Г.І. Мольовко, Л.Д. Розов, Б.А. Гаврусевич, К.І. Маков, В.І. Лучицький, А.Є. Бабінець; другий ряд – студенти. Фото, архів Д.Є. Макаренка

Teachers and graduates of the Faculty of Geology, T.G. Shevchenko Kyiv State University (Kyiv, June 1948). First line (from left to right): G.I. Molyavko, L.D. Rozov, B.A. Gavrusevych, K.I. Makov, V.I. Luchytskyi, A.E. Babinets. Second line – students. Photo from the archive of D.E. Makarenko (IGS of NAS of Ukraine)



Співробітники відділу мезо-кайнозою (зліва направо): перший ряд – Л.М. Голяк, О.К. Каптаренко-Черноусова, Т.О. Ткаченко, О.С. Липник; другий ряд – В.Я. Дідковський, І.М. Ямниченко. Фото, архів Д.Є. Макаренка

Staff members of the Meso-Cenozoic department (from left to right): first line: L.M. Goliak, O.K. Kaptarenko-Chernousova, T.O. Tkachenko, O.S. Lypnyk; second line: V.Ya. Didkovskiy, I.M. Yamnychenko. Photo from the archive of D.E. Makarenko (IGS of NAS of Ukraine)

відділ стратиграфії і палеонтології мезозойських відкладів). Цей підрозділ тоді очолювала знаний фахівець, мікропалеонтолог Ольга Костянтинівна Каптаренко-Черноусова, учениця П.А. Тутковського, який започаткував напрям мікропалеонтології. З 1 листопада по 31 грудня 1950 р. дослідниця на посаді геолога працювала в експедиціях інституту по дослідженню траси Південно-Українського каналу.

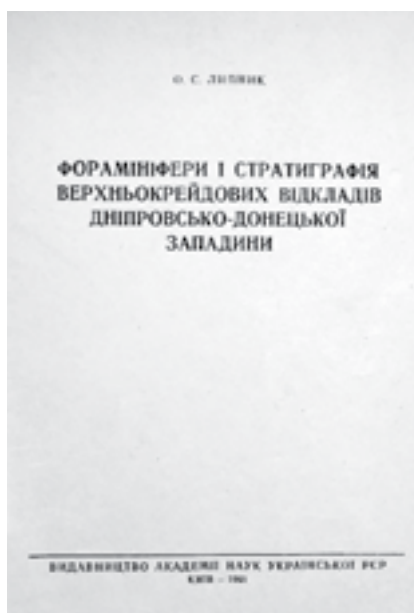
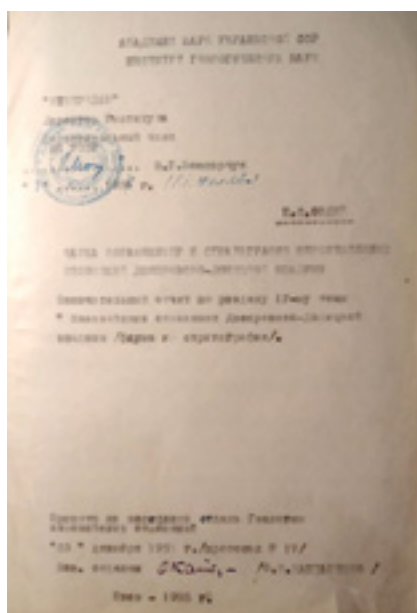
З 28 травня 1951 р. О.С. Липник була переведена на посаду молодшого наукового співробітника відділу мезозою ІГН АН УРСР. З 1948 по 1951 р. на цій посаді Олена Семенівна виконувала роботи по визначенню форамініфер з палеогенових відкладів території ДДЗ для виробничих організацій. З 1951 р. вона працює над темою «Стратиграфія і форамініфери верхньокрейдових відкладів Дніпровсько-Донецької западини», яка пізніше стала підґрунтям її дисертаційної роботи.





Співробітники відділу мезозою ІГН АН УРСР (20 травня 1958 р.). Перший ряд (зліва направо) – О.С. Липник, О.К. Каптаренко-Черноусова, невідома; другий ряд – Є.Я. Краєва, Є.В. Сільвестрова, І.М. Ямниченко, В.В. Пермяков, Л.М. Голіак. Фото, архів Д.Є. Макаренка

Staff members of the Mesozoic department of the Institute of Geological Sciences of Academy of Sciences of the Ukrainian Soviet Socialist Republic (May 20, 1958). First line (from left to right): O.S. Lypnyk, O.K. Kaptarenko-Chernousova; second line: E.Ya. Krayeva, E.V. Silvestrova, I.M. Yamnychenko, V.V. Permyakov, L.M. Goliak. Photo from the archive of D.E. Makarenko (IGS of NAS of Ukraine)



Рукопис науково-дослідної роботи О.С. Овдій (Липник) «Фауна форамініфер і стратиграфія верхнемелових отложений Дніпровсько-Донецької впадини» (Київ, 1955). Титульна сторінка рукопису (архів відділу мезозою) і монографії (Липник, 1961) та палеонтологічні таблиці нових видів форамініфер, вперше встановлених і описаних дослідницею

The manuscript of the scientific research work by O.S. Ovdii (Lypnyk) titled "Foraminiferal Fauna and Stratigraphy of the Upper Cretaceous Deposits of the Dnieper-Donetsk Depression" (Kyiv, 1955). The title page of the manuscript is held in the archive of the Mesozoic Department, and the monograph (Lypnyk, 1961) includes paleontological tables featuring new species of foraminifers, which were first established and described by the researcher

О.С. Липник брала безпосередню участь у створенні атласу (Атлас..., 1961), зокрема 6 аркушів літолого-палеогеографічних карт верхньокрейдових відкладів України, масштабу 1:2 500 000 і 1:5 000 000 та написанні розділів, а також «Объяснительной записки» (1964), які були складені Є.Я. Краєвою, О.С. Липник і С.І. Пастернаком.

В рамках виконання теми «Мезозойские отложения Днепровско-Донецкой впадины (фауна и стратиграфия)» Оленою Семенівною було одноосібно захищено розділ кінцевого звіту «Фауна фораминифер и стратиграфия верхнемеловых отложений Днепровско-Донецкой впадины» за 1951–1955 рр., об'ємом 401 с. та 13 фототабл. (рукопис, Овдий, 1955). У розділі звіту наведено численний фактичний матеріал розчленування верхньокрейдових відкладів за фауною фораминифер з 156 свердловин (повних і неповних) ДДЗ і північно-західних окраїн Донбасу, а також монографічно описано 52 види фораминифер, які зображені в 13 таблицях. Дослідницею були виділені комплекси фораминифер для ярусів, керівні та характерні види, що стало підґрунтям для розчленування на підгоризонти та верстви відкладів крейди ДДЗ. Вивчаючи пізньокрейдові фораминифери, О.С. Липник встановила 324 види фораминифер тільки у породах розрізу Куп'янської опорної св. 1 (загалом по ярусах, сеноманський–маастрихтський), серед яких три нових види, 37 характерних. Це дало змогу дослідниці скорелювати верхньокрейдові відклади ДДЗ з одновіковими відкладами північно-західних окраїн Донбасу.

В своїй першій монографії вчена за результатами вивчення верхньокрейдових фораминифер з відкладів ДДЗ виділила характерні комплекси фораминифер. Це дозволило встановити у досліджених розрізах присутність відкладів сеноманського, туронського, коньяцького, сантонського, кампанського і маастрихтського ярусів (Липник, 1961). У межах цих ярусів виділено по два горизонти, а у верхньому сантоні та верхньому кампані – по два підгоризонти. Описано 30 видів і два різновиди фораминифер, з яких нові 20 видів і два різновиди.

Протягом 1951–1964 рр. О.С. Липник консультувала мікропалеонтологів Центральної науково-дослідної лабораторії (ЦНДЛ) та геологів виробничих організацій з питань стратиграфічного розчленування верхньокрейдових

відкладів. Олена Семенівна плідно співпрацювала із старшим геологом тресту «Ворошиловградгеологія» (тепер «Луганськгеологія») Марком Яковичем Бланком (Бланк, Липник, 1962, 1964 та ін.), який був частим гостем відділу мезозою ІГН АН УРСР. Як згадувала сама дослідниця, їх спілкування вирізнялось особливою душевністю та сердечністю.

За цей період О.С. Липник було опубліковано 20 статей (16 з яких у співавторстві) та одна монографія, здано до друку дев'ять статей та закінчено два розділи з 8-го тому «Крейда» монографії «Стратиграфія УРСР» (1971). Одночасно Олена Семенівна працювала над кандидатською дисертацією. Науковим керівником її дисертаційної роботи була завідувач відділу, доктор геолого-мінералогічних наук, професор О.К. Каптаренко-Черноусова. З 1964 по 1965 р. дослідниця обіймала посаду молодшого наукового співробітника відділу геології мезозойських відкладів.

18 жовтня 1966 р. Олена Семенівна Липник успішно захистила дисертацію на здобуття вченого ступеня кандидата геолого-мінералогічних наук «Фораминиферы и стратиграфия верхнемеловых отложений Днепровско-Донецкой впадины», в якій підбиті підсумки 14-річних її досліджень. Головними досягненнями роботи є монографічне вивчення фауни фораминифер та детальне стратиграфічне розчленування товщі верхньокрейдових відкладів ДДЗ за фораминиферами. 14 січня 1967 р. вона отримала диплом кандидата геолого-мінералогічних наук.



О.К. Каптаренко-Черноусова зі своїми ученицями (зліва направо): Є.Я. Краєва, О.К. Каптаренко-Черноусова, О.С. Липник, невідома. Фото, архів Д.Є. Макаренка

O.K. Kaptarenko-Chernousova with her students (from left to right): E.Ya. Kraeva, O.K. Kaptarenko-Chernousova, O.S. Lypnyk, unidentified individual. Photo from the archive of D.E. Makarenko (IGS of NAS of Ukraine)



Титульна сторінка автореферату кандидатської дисертації та фотографія О.С. Липник того часу. Фото, архів ІГН НАН України

The title page of the author's abstract of the candidate's dissertation and photo of O.S. Lypnyk of that time. Photo from the archive of the IGS of the National Academy of Sciences of Ukraine

О.С. Липник брала активну участь (член оргкомітету) у підготовці та проведенні XII Європейського мікропалеонтологічного колоквіуму, який відбувся у вересні 1971 р. у Криму (Путеводитель..., 1971). У путівнику вона і Н.І. Маслакова є співавторами розділу «Кампан-маастрихтские отложения Крыма». До роботи колоквіуму була опублікована монографія з мікропалеонтології (Успехи..., 1971). О.С. Липник і Н.В. Дабагян – автори розділу «Верхнемеловые фораминиферы», в якому викладена історія дослідження верхньокрейдових форамініфер, вказані всі відомі роботи авторів-мікропалеонтологів України.

За результатами 2-го польового симпозіуму (7–15 червня 1976 р.), учасником якого була Олена Семенівна, вийшла монографія «Пограничные отложения сантона и кампана на северном обрамлении Донбасса» (Найдин и др., 1980). В ній автори висвітлили питання положення «птериевых слоев» та визначили границю сантонських і кампанських відкладів у типових розрізах верхньокрейдових відкладів басейнів річок Сіверський Донець і Дон.

З 1 листопада 1974 р. О.С. Липник за курсом була переведена на посаду старшого наукового співробітника відділу мезозою ІГН АН УРСР.

В монографії «Обоснование стратиграфических подразделений мезо-кайнозоя Украины по микрофауне» (1975) Оленою Семенівною у розділі «Верхнемеловые фораминиферы се-

верной части Украины» описано стратиграфічні підрозділи верхньої крейди території ДДЗ, окраїн Донбасу, Волино-Подільської плити та Українського щита, вказано форамініферові зони, які їм відповідають на основі керівних і характерних комплексів форамініфер, відмічені особливості їх складу, а також порівняно однорічкові комплекси суміжних районів колишнього Радянського Союзу і зарубіжних країн. У роботі наведені усталені «Стратиграфические схемы мезо-кайнозойских отложений платформенной части УССР по микрофауне» (Обоснование..., 1975). У схемі верхньокрейдових відкладів цієї території були зазначені зони (верстви) за макрофауною та характерні види форамініфер для під'ярусів.

О.С. Липник співпрацювала з литовським і білоруською колегами-форамініферниками – А.А. Григяліс і В.С. Акімець. За їх співавторства вийшли друком статті, в яких було розроблено зональну шкалу за бентосними форамініферами для верхньокрейдових відкладів Східноєвропейської платформи, що в подальшому цим авторам дало змогу встановити філогенію пізньокрейдових форамініфер даної території (Григялис и др., 1974, 1980).

Олена Семенівна брала участь у виконанні науково-дослідних робіт відділу; до прикладу, протягом 1978–1980 рр. разом зі співавторами М.Я. Бланком, О.В. Іванніком і С.А. Люльєвою вона розробляла тему «Палеонтологическое обоснование детальных



Співробітники відділу стратиграфії і палеонтології мезозойських відкладів ІГН АН УРСР (1972 р.). Перший ряд (зліва направо) – невідома, Н.П. Усова, В.В. Пермяков, І.М. Ямниченко, З.К. Ільїнська, С.А. Люльева; другий ряд – О.С. Липник, М.М. Пермякова, Л.Ф. Плотнікова, О.В. Іванніков, І.І. Нікітін, Д.М. П'яtkова, Т.В. Астахова, Л.Г. Беляя. Фото, архів ІГН НАН України

Staff members of the Department of stratigraphy and palaeontology of the Mesozoic deposits of the Institute of Geological Sciences of the Academy of Sciences of the Ukrainian Soviet Socialist Republic (1972). First line (from left to right): unidentified individual, N.P. Usova, V.V. Permyakov, I.M. Yamnichenko, Z.K. Ilyinska, S.A. Lyuliyeva; second line: O.S. Lypnyk, M.M. Permyakova, L.F. Plotnikova, O.V. Ivannikov, I.I. Nikitin, D.M. Pyatkova, T.B. Astahova, L.G. Belaya. Photo from the archive of the IGS of the National Academy of Sciences of Ukraine

стратиграфических схем верхнемеловых отложений Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса» (Результаты..., 1981). У звіті були наведені результати вивчення опорних розрізів і різних груп викопних організмів (іноцерами, форамініфери, нанопланктон) верхньої крейди ДДЗ і Донбасу. О.С. Липник в ДДЗ за фауною форамініфер встановлені нові зони, підзони, верстви з фауною для відкладів туронського ярусу, верхньосантонського, нижньокампанського, верхньомаастріхтського під'ярусів. Крім того, для Північного Донбасу було обґрунтовано виділення нових світ – талівської (верхній сантон), маяківської (нижній кампан). Також було зазначено, що зональні схеми по форамініферах і нанопланктону, розроблені для ДДЗ,

можуть використовуватись для розчленування верхньокрейдових відкладів Донбасу. Пізніше М.Я. Бланком і О.С. Липник встановлені коноплянівська, кам'янобрідська та причепилівська світи (раніше горизонти, верстви) Північного Донбасу, які ввійшли до стратиграфічного словника (Стратиграфический..., 1985).

Олена Семенівна є автором зональної шкали відкладів верхньої крейди ДДЗ за бентосними форамініферами, яка налічує 15 зон і 20 підзон (Липник, Люльева, 1981а, б). Дослідниця визначила для кожної зони вид-індекс, границі зони, зональну асоціацію форамініфер, навела кореляцію зон із зонами інших регіонів та країн, поширення і хронологічний інтервал зон.



Ювілейне засідання співробітників ІГН АН України в конференцзалі Музею В.І. Леніна (тепер Будинок вчителя). Кінець 70-х років ХХ ст. О.С. Липник (7 ряд, знизу вверх, праворуч, третя). Фото, архів Д.Є. Макаренка

The jubilee meeting of the staff of the Institute of Geological Sciences of Academy of Sciences of the Ukrainian Soviet Socialist Republic in the conference hall of the Lenin Museum (now Kyiv City Teacher's House). The end of the 70s of the XX century. O.S. Lypnyk (7th line, from the bottom, third from the right). Photo from the archive of D.E. Makarenko (IGS of NAS of Ukraine)

У 1987 р. О.С. Липник значно удосконалила стратиграфічну схему верхньокрейдових відкладів ДДЗ. Ґрунтуючись на особливостях складу порід, їх потужностях і палеонтологічній характеристиці, спочатку в схемі було виділено два структурно-фаціальних райони: Північно-західний і Південно-східний. Олена Семенівна розчленувала верхньокрейдову товщу ДДЗ за форамініферами, виокремивши світи – бурімську, козелецьку, малосорочинську, синевську, локницьку, рябухінську та мергельно-крейдову товщі (Іванников, Липник и др., 1987). Цей поділ дослідниці став основою Стратиграфічної схеми відкладів верхньої крейди ДДЗ (Іванников, Липник и др., 1991, 1993), в якій було виділено вже три райони: Північно-західний, Центральний і Південно-східний; Оленою Семенівною виділені світи – бурімська, козелецька, малосорочинська, гадяцька, комишанська, пушкарівська товщі, а також товща крейди писаль-

ної та мергелью піщанистого. Розчленування та структурно-фаціальний поділ верхньокрейдових відкладів ДДЗ зберігся і дотепер, стратиграфічну схему було модернізовано та оновлено шкалами за макрофауною (Л.М. Якушин), форамініферами (О.С. Липник) та нанопланктоном (С.А. Люльєва), також А.Б. Соколовим доповнена мікропалеонтологічна характеристика Південно-східного району ДДЗ за форамініферами (Стратиграфія..., 2013).

Олена Семенівна працювала у відділі стратиграфії і палеонтології мезозойських відкладів ІГН НАН України близько 50 років. Завідувач відділу доктор геолого-мінералогічних наук О.К. Каптаренко-Черноусова залучала до підрозділу перспективних науковців і змогла зосередити та розвинути у відділі мезозою потужний науковий потенціал, співробітники якого за різними групами макро- і мікрофауни досліджували відклади України від тріасу до верхньої крейди.



III Сесія УПТ в м. Керч, травень 1980 р. Перше фото – с. Булганак, на геологічній екскурсії. О.С. Липник (перший ряд, третя справа). Друге фото – с. Булганак, біля грязьового вулкана. О.С. Липник (перша зліва), завідувач відділу мезозою Д.Є. Макаренко (третій справа). Фото, архів Д.Є. Макаренка



III Session of the UPS in Kerch, May 1980: 1. Village of Bulganak during a geological excursion. O.S. Lypnyk (first row, third from the right). 2. Village of Bulganak near the mud volcano. O.S. Lypnyk (first from the left) and D.E. Makarenko, Head of the Mesozoic Department (third from the right). Photo from the archive of D.E. Makarenko (IGS of NAS of Ukraine)

О.С. Липник була членом ряду республіканських робочих груп і комісій, а саме – членом Союзної мезозойської стратиграфічної комісії, секретарем крейдової підсекції УРМСК. Олена Семенівна була членом Палеонтологічного товариства України (тепер Українське палеонтологічне товариство (УПТ)) з моменту його заснування в 1978 р. Дослідниця активно брала участь у виїзних сесіях УПТ, які проводились у різних кутках нашої країни. Також вона тривалий час була членом групи народного контролю інституту, неодноразово обиралась членом виборчої комісії.

Наукові праці О.С. Липник можна розділити на два основних напрями досліджень:

- *стратиграфічний* (Овдій, 1955; Липник, 1958, 1961, 1966, 1975, 1986; Каптаренко-Черноусова и др., 1958; Краева, Липник, 1958, 1959; Атлас..., 1961; Бланк, Липник, 1962, 1964; Краева, Липник, 1964; Косенко, Липник, 1966; Плотнікова, Липник, 1968; Путеводитель..., 1971; Іванніков, Липник, 1971; Обоснование..., 1975; Липник, Люльева, 1981а, б; Стратиграфический..., 1985; Іванніков, Липник и др., 1987, 1991, 1993);
- *палеонтологічний* (Овдій, 1955; Липник, 1961, 1966, 1969, 1974, 1975, 1976, 1980, 1986, 1997; Атлас..., 1961; Каптаренко-Черноусова и др., 1963; Косенко, Липник 1966; Успехи..., 1971; Григялис и др., 1974, 1980; Обоснование..., 1975; Каптаренко-Черноусова и др., 1979; Липник, Люльева, 1981а, б).

Науковий доробок Олени Семенівни Липник значний, зокрема найвизначнішими науковими працями (одноосібно та за співавторства) є: монографії «Форамініфери і стратиграфія верхньокрейдових відкладів Дніпровсько-Донецької западини» (1961), «Успехи в изучении микроорганизмов мезокайнозоя Украины» (1971), «Стратиграфія УРСР. Т. 8. Крейда» (1971) (цей том був відзначений Державною премією за 1976 р.), «Обоснование стратиграфических подразделений мезо-кайнозоя Украины по микрофауне» (1975), «Пограничные отложения сантона и кампана на северном обрамлении Донбасса» (1980); атласи «Атлас характерных фораминифер юры, мела и палеогена платформенной части Украины» (1963), «Фораминиферы мела Украины» (1979); препринти «Зональное расчленение сеноман-сантонских отложений Днепровско-Донецкой впадины по бентосным фораминиферам и известковому нанопланктону» (1981а), «Зоны бентосных фораминифер и известкового нанопланктона в кампане и маастрихте Днепровско-Донецкой впадины» (1981б), «Новые местные стратиграфические подразделения верхнего мела платформенной Украины» (1987), «Региональная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений платформенной Украины» (1991); схеми «Стратиграфическая схема верхнего отдела меловой системы» (1993); словник «Стратиграфический словарь УССР» (1985) та численні статті. Вона була співавтором шести літолого-палеогеографічних карт



Наукові праці О.С. Липник, в яких вона є автором чи спів-автором з 1961 по 1997 рр.

Scientific works authored or co-authored by O.S. Lypnyk from 1961 to 1997

Руської (зараз Східноєвропейської) платформи (1961), стратиграфічних схем верхньокрейдових відкладів ДДЗ і країн Донбасу (1958, 1987, 1991, 1993). Дослідниця дві останні статті (Липник, 1986, 1997) присвятила умовам існування форамініфер у сантон-маастрихтських відкладах північно-східної частини ДДЗ та встановила етапність розвитку форамініфер у кампан-маастрихтський час ДДЗ.

Варто зазначити, що у Геологічному музеї ННПМ НАН України зберігається 10 колекцій палеонтологічних зібрань Олени Семенівни Липник (інв. № 2081.1–10 (Анфимова, Руденко, 2011)), серед них, зокрема, колекція видів форамініфер з верхньокрейдових відкладів ДДЗ і Донбасу. В ІГН НАН України також зберігаються палеонтологічні зібрання форамініфер О.С. Липник з різних свердловин і відслонень Східної України. До прикладу, відбори форамініфер з Куп'янської опорної св. 1 є раритетними. Дані колекції оцифровано автором (Веклич, 2022).

Свої знання та величезний досвід Олена Семенівна охоче передавала молоді. У 1980 р. О.Д. Веклич була прийнята техніком до відділу мезозою в ІГН АН УРСР, помічницею до старшого наукового співробітника О.С. Липник, яка навчила її відмивати зразки на мікрофауністичний аналіз, розрізняти та відбирати форамініфери з фракції у камери Франке. Пізніше О.С. Липник була вчителем і наставницею А.Б. Соколова, якому передала багато свого кам'яного матеріалу з відкладів ДДЗ, навчила визначати форамініфери. За спогадами Андрія Борисовича Соколова, він неодноразово консультувався з Оленою Семенівною, яка фактично була куратором його дисертаційної роботи. У 1991 р. він захистив кандидатську дисертаційну роботу «Стратиграфія и фораминиферы верхнемеловых отложений северо-восточной части Днепровско-Донецкой впадины». Автор статті, яка пройшла шлях від техніка до наукового співробітника відділу стратиграфії і палеонтології мезозойських відкладів ІГН НАН України, також вважає своїм першим вчителем Олену Семенівну Липник. Так, О.Д. Веклич у 2021 р. під керівництвом доктора геолого-мінералогічних наук, професора М.М. Іваніка (завідувач відділу мезозою з 1996 по 2021 р.) захистила кандидатську дисертаційну роботу

«Біостратиграфія верхньокрейдових відкладів Північної країни Донбасу за форамініферами». У такий спосіб вона продовжила справу О.С. Липник по вивченню та дослідженню викопних форамініфер з відкладів верхньої крейди не тільки Північних країн Донбасу, а тепер і території ДДЗ.

16 січня 1985 р. О.С. Липник було звільнено з роботи в ІГН АН України з формулюванням «по скороченню штатов (П. І ст. 40 КЗОТ УССР)». На той час Олені Семенівні виповнився 61 рік, але вона ще майже 15 років працювала в інституті. Виконуючи обов'язки старшого наукового співробітника, дослідниця обіймала посаду інженера у рідному відділі, а іноді в лабораторії первинної обробки зразків. Таку відданість науковій справі вона пронесла крізь все своє трудове життя.

Олена Семенівна була товариською, чуйною людиною, до якої завжди тягнулися люди, а друзям з нею було добре і затишно. Протягом багатьох десятиків років її близькою подругою була Євгенія Семенівна Соболев (завідувач відділу кадрів ІГН АН України), з обличчя якої ніколи не сходила посмішка. Між собою вони називали одна одну ніжно: «Олечка – Женечка». Другою її подругою була кандидат геолого-мінералогічних наук з відділу геотектоніки Марія Іванівна Трипольська. Товариські відносини склалися у О.С. Липник з мікропалеонтологами Єлизаветою Яківною Краєвою, Майєю Володимирівною Вдовенко, Ольгою Іванівною Берченко, Нінель Володимирівною Маслун.

Олена Семенівна була людиною, яку багато що в житті цікавило (концерти, виставки), вона присвячувала вільний час різноманітним захопленням, одним з яких була поезія. За спогадами кандидата геолого-мінералогічних наук Альбіни Костянтинівни Гранової (відділ четвертинної геології), Олена Семенівна любила вірші Миколи Степановича Гумільова і часто їх перечитувала. Вона любила тварин (в її сім'ї жив пудель) і природу, а оскільки мешкала неподалік від ВДНГ України, то часто відвідувала з чоловіком Михайлом Давидовичем, який був доктором сільськогосподарських наук, парк на його території.

О.С. Липник була турботливою та люблячою мамою і виховала сина Олександра. За спогадами кандидата геолого-мінералогічних наук



Діни Маркіянівни П'яткової, він неодноразово їздив з нею в експедиції в ДДЗ та на Донбас. Так трапилось, що син раптово пішов з життя в молодому віці, але продовжувачем роду залишилась онучка Олени Семенівни – Юлія.

На долю Олени Семенівни випала спочатку війна, яку вона пережила в молодості, потім післявоєнна відбудова Києва в голодні студентські роки, пізніше смерть єдиного сина, але вона мала незламний характер, була вольовою жінкою, яка вміла тримати удари долі, приймати рішення та йти до своєї мети, завжди виконувала сумлінно, фахово та професійно свою роботу.

16 березня 2006 р. Олена Семенівна закінчила свій земний шлях. Працелюбна людина, фахівець з великої літери, авторитетна дослідниця в Україні та на теренах колишнього Радянського Союзу, палеонтолог-мікрофауніст (спеціаліст з форамініфер), Олена Семенівна Липник запам'яталася своїми науковими працями, щирим серцем. Вона була взірцем служіння науці для прийдешніх поколінь.

Науковий доробок О.С. Липник складає понад 60 наукових праць, серед яких сім монографій, літолого-палеонтологічні карти, палеонтологічні атласи, стратиграфічні схеми, препринти, статті. Її наукові інтереси були

пов'язані зі стратиграфією мезозойських відкладів і особливо з важливою в стратиграфічному відношенні групою мікрофауни – форамініферами. Монографічно нею були описані понад 30 нових видів форамініфер. Зібрані Оленою Семенівною колекції форамініфер мають безцінне значення, а наукові праці є актуальними дотепер.

Дослідниця вперше розробила зональну шкалу за бентосними форамініферами для відкладів верхньої крейди території ДДЗ (1981). О.С. Липник розчленувала верхньокрейдові відклади ДДЗ за форамініферами та значно удосконалила стратиграфічну схему цього регіону, виділивши світи – бурімську, козелецьку, малосорочинську, синевську, локницьку, рябухінську та мергельно-крейдову товщі (1987), які стали основою Стратиграфічної схеми відкладів верхньої крейди ДДЗ із світами бурімська, козелецька, малосорочинська, гадяцька, комишанська, пушкарівська товщі, а також товща крейди писальної та мергелю піщанистого (1991, 1993) за авторства вченої, а пізніше і Стратиграфічної схеми верхньокрейдових відкладів ДДЗ (2013), остання була модернізована зональною шкалою за форамініферами, розробленою Оленою Семенівною.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Анфимова Г.В., Руденко К.В. К анализу палеонтологического собрания Геологического музея. *Вісн. Нац. наук.-природн. музею*. 2011. № 9. С. 57–68.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Ч. 2. Мезозой и кайнозой: Ронов А.Б., Хаин В.И. (отв. ред.). Москва; Ленинград: Госгеолтехиздат, 1961.
- Бланк М.Я., Липник О.С. До питання про граничні верстви між кампанським та маастрихтським ярусами на північній окраїні Донбасу. *Геол. журн.* 1962. Т. 22, вип. 4 (85). С. 44–52.
- Бланк М.Я., Липник О.С. Стратиграфія верхньосенонських відкладів північних окраїн Донбасу. *Доп. АН УРСР*. 1964. № 5. С. 635–638.
- Веклич О.Д. Наукова цінність колекції пізньокрейдових форамініфер О.С. Липник по Куп'янській опорній свердловині № 1 Північної окраїні Донбасу. *Зб. наук. пр. Ін-ту геол. наук НАН України*. 2022. Т. 15, вип. 2. <https://doi.org/10.30836/igs.2522-9753.266243>
- Григялис А.А., Акимец В.С., Липник Е.С. Зоны и зональные комплексы фораминифер верхнемеловых отложений Русской платформы. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1974. № 4. С. 114–118.
- Григялис А.А., Акимец В.С., Липник Е.С. Филогенезы бентосных фораминифер – основа зональной стратиграфии верхнемеловых отложений (на основе Восточно-Европейской платформы). *Вопросы микропалеонтологии*. Москва: Наука, 1980. Вып. 23. С. 145–160.
- Иванников А.В., Липник Е.С., Плотникова Л.Ф., Бланк М.Я., Гаврилишин В.И., Пастернак С.И. Новые местные стратиграфические подразделения верхнего мела платформенной Украины. Киев, 1987. 37 с. (Препр. / НАН Украины. Ин-т геол. наук; № 87-41).
- Иванников А.В., Липник Е.С., Плотникова Л.Ф., Бланк М.Я., Гаврилишин В.И., Пастернак С.И., Нероденко В.М., Матюшонков В.А., Конашов В.Г., Гончарук Л.Ф., Губкина Т.Б., Розумейко С.В., Карелов М.И., Люльева С.А. Региональная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений платформенной Украины. Киев, 1991. 32 с. (Препр. / НАН Украины. Ин-т геол. наук; № 91).

- Иванников А.В., Липник Е.С., Плотникова Л.Ф., Бланк М.Я., Гаврилишин В.И., Пастернак С.И., Нероденко В.М., Матюшонок В.А., Конашов В.Г., Гончарук Л.Ф., Губкина Т.Б., Розумейко С.В., Карелов М.И., Люльева С.А. (сост.). Стратиграфическая схема верхнего отдела меловой системы. Стратиграфические схемы фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения: Графические приложения. Киев, 1993.
- Каптаренко-Черноусова О.К., Голяк Л.М., Зернецкий Б.Ф., Краева Е.Я., Липник Е.С. Атлас характерных фораминифер юры, мела и палеогена платформенной части Украины. Киев: Изд-во АН УССР, 1963. 201 с. (Тр. Ин-та геол. наук. Сер. стратиграф. и палеонтол.; Вып. 45).
- Каптаренко-Черноусова О.К., Плотникова Л.Ф., Липник Е.С. Фораминиферы мела Украины. Палеонтологический справочник. Киев: Наукова думка, 1979. 260 с.
- Каптаренко-Черноусова О.К., Ямниченко Г.М., Станіславський Ф.А., Липник О.С. Кілька зауважень до стратиграфічної схеми мезозойських відкладів Російської платформи. *Геол. журн. АН УРСР*. 1958. Т. 18, вип. 3 (60).
- Косенко Б.М., Липник О.С. Схема розчленування верхньокрейдових відкладів північних і північно-західних окраїн Донбасу за літолого-каротажними та мікрофауністичними даними. *Геол. журн.* 1966. Т. 26, вип. 1 (106). С. 31–41.
- Краева Е.Я., Липник О.С. До питання про вік крейдових відкладів східної Подолії. *Доп. АН УРСР*. 1958. № 9. С. 988–991.
- Краева Е.Я., Липник О.С., Пермяков В.В. Особливості розвитку основних структурних елементів Української РСР і Молдавської РСР у верхньокрейдову епоху. *Доп. АН УРСР*. 1959. № 6. С. 651–655.
- Краева Е.Я., Липник О.С. До стратиграфії крейдових і палеогенових відкладів північно-західної частини Причорноморської западини (в межах межиріччя Дністер–Тилігул). *Геол. журн.* 1964. Т. 24, вип. 5 (98). С. 81–88.
- Липник Е.С. Верхнемеловые фораминиферы северной части Украины. *Обоснование стратиграфических подразделений мезо-кайнозоя Украины по микрофауне*. Киев: Наукова думка, 1975. С. 67–92.
- Липник Е.С. Два вида верхнемеловых нодозариид Днепровско-Донецкой впадины. *Палеонтол. сб.* 1976. № 13. С. 30–33. 1 табл.
- Липник Е.С. Некоторые новые верхнемеловые фораминиферы Днепровско-Донецкой впадины. *Палеонтол. сб.* 1969. № 6, вып. 1. С. 11–14.
- Липник Е.С. Новые виды рода *Planularia* из верхнемеловых отложений Украины. *Палеонтол. сб.* 1974. № 11, вып. 1. С. 14–17. 2 табл.
- Липник Е.С. Фораминиферы и стратиграфия верхнемеловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Киев, 1966. 19 с.
- Липник Е.С. Фораминиферы сантон-маастрихтских отложений северо-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и условия их обитания. *Геол. журн.* 1986. Т. 46, № 3 (228). С. 103–109.
- Липник Е.С. Фораминиферы рода *Frondicularia* из верхнемеловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. *Палеонтол. сб.* 1980. № 17. С. 15–21. 2 табл.
- Липник Е.С., Люльева С.А. Зональное расчленение сеноман-сантонских отложений Днепровско-Донецкой впадины по бентосным фораминиферам и известковому нанопланктону. Киев, 1981а. 49 с. (Препр. / АН УССР. Ин-т геол. наук; 81-22).
- Липник Е.С., Люльева С.А. Зоны бентосных фораминифер и известкового нанопланктона в кампане и маастрихте Днепровско-Донецкой впадины. Киев, 1981б. 37 с. (Препр. / АН УССР. Ин-т геол. наук; 81-23).
- Липник О.С. Етапність розвитку форамініфер у кампан-маастрихтський час Дніпровсько-Донецької западини. *Геол. журн.* 1997. № 3–4 (284). С. 176–179.
- Липник О.С. Стратиграфічне розчленування верхньокрейдових відкладів опорних свердловин Дніпровсько-Донецької западини. *Доп. АН УРСР. Геологія*. 1958. № 11. С. 1242–1245.
- Липник О.С. Форамініфери і стратиграфія верхньокрейдових відкладів Дніпровсько-Донецької западини. Київ. Вид-во АН УРСР, 1961. 68 с. + 7 палеонт. таблиць. (Тр. ІГН АН УРСР. Сер. стратиграф. і палеонтол.; Вип. 35).
- Липник О.С., Ткаченко Т.О. Нові дані про нижньомаастрихтські відклади східних окраїн Донбасу. *Доп. АН УССР*. 1960. № 1. С. 77–81.
- Найдин Д.П., Иванников А.В., Бланк М.Я., Липник Е.С., Акимец В.С., Амон Э.О., Беньямовский В.Н., Горбенко В.Ф., Долина Ж.И., Копачевич Л.Ф., Маслакова Н.И., Папулов Г.Н. Пограничные отложения сантона и кампана на северном обрамлении Донбасса. Киев: Наукова думка, 1980. 108 с.
- Обоснование стратиграфических подразделений мезо-кайнозоя Украины по микрофауне: Каптаренко-Черноусова О.К. (отв. ред.). Киев: Наукова думка, 1975. 231 с.
- Овдий Е.С. Фауна фораминифер и стратиграфия верхнемеловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Окончательный отчет за 1951–1955 гг. темы «Мезозойские отложения Днепровско-Донецкой впадины (фауна и стратиграфия)». Ч. 4. Разд. 6. Ин-т геол. наук АН УССР. Киев, 1955. 401 с. 13 фототабл. (Рукопис).
- Плотникова Л.Ф., Липник О.С. Про стратиграфію нижньокрейдових відкладів Західного Причорномор'я (у межиріччі Дністер–Тилігул). *Доп. АН УРСР*. 1968. № 10. С. 892–895.

- Путеводитель экскурсий. XII Европейский микропалеонтологический коллоквиум. Ч. 1. Крым. Москва, 1971. 149 с.: Экскурсия «Е», 22 сентября, 1971. Маршрут: Симферополь–Ялта / Т.Н. Горбачик, Б.Ф. Зернецкий, Е.Я. Краева, Е.С. Липник, Н.И. Маслакова, Г.И. Немков, Л.Ф. Плотникова. С. 114–118.*
- Результаты научно-исследовательских работ (1978–1980 гг.): Пермяков В.В. (отв. ред.). Киев, 1981. 43 с. (Препр /АН УССР. Ин-т геол. наук; 81-29).*
- Стратиграфический словарь УССР: Бондарчук В.Г. (ред.). Киев: Наукова думка, 1985. 240 с.*
- Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України: у 2-х т. Т. 1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України: Гожик П.Ф. (голов. ред.). Київ: Логос, 2013. 638 с.*
- Стратиграфія УРСР. Т. 8. Крейда: Каптаренко-Черноусова О.К. (відп. ред.). Киев: Наукова думка, 1971. 320 с.*
- Успехи в изучении микроорганизмов мезо-кайнозой Украины: Каптаренко-Черноусова О.К. (отв. ред.). Киев: Наукова думка, 1971. 238 с.*

Надійшла до редакції 20.05.2023

Прийнята 12.08.2023

## REFERENCES

- Anfimova G.V., Rudenko K.V.* 2011. To the analysis of the paleontological collection of the Geological Museum. *Bulletin of the National Natural Science Museum*, 9: 57–68 (in Russian).
- Bondarchuk V.H.* (Ed.). 1985. Stratigraphic Dictionary of the Ukrainian SSR. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Blank M.Ya., Lypnyk O.S.* 1962. To the question of the boundary layers between the Campanian and Maastrichtian strata on the northern outskirts of Donbas. *Geologičnij žurnal*, 22, 4 (85): 44–52 (in Ukrainian).
- Blank M.Ya., Lypnyk O.S.* 1964. Stratigraphy of Upper Senonian deposits of the northern outskirts of Donbas. *Reports of the Academy of Sciences of the Ukrainian SSR*, 5: 635–638 (in Ukrainian).
- Gozhik P.F.* (Editor-in-Chief). 2013. Stratigraphy of the Upper Proterozoic and the Phanerozoic of the Ukraine. Vol. 1. Stratigraphy of the Upper Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic of the Ukraine. Kyiv: Logos (in Ukrainian).
- Grigyalis A.A., Akimets V.S., Lipnik E.S.* 1974. Zones and zonal assemblages of foraminifers from Upper Cretaceous deposits of the Russian Platform. *Proceedings of the Academy of Sciences of the USSR. Ser. geol.*, 4: 114–118 (in Russian).
- Grigyalis A.A., Akimets V.S., Lipnik E.S.* 1980. Phylogenies of benthic foraminifers are the basis of zonal stratigraphy of Upper Cretaceous deposits (based on the East European Platform). *Questions of micropaleontology*. Moscow: Nauka, 23: 145–160 (in Russian).
- Excursion guide. XII European micropaleontological colloquium. Part 1. Crimea. 1971. Moscow, 149: Excursion “E”, September 22, 1971. Route: Simferopol-Yalta / T.N. Gorbachik, B.F. Zernetsky, E.Ya. Kraeva, E.S. Lipnik, N.I. Maslakova, G.I. Nemkov, L.F. Plotnikova. Pp. 114–118 (in Russian).*
- Ivannikov A.V., Lipnik E.S., Plotnikova L.F., Blank M.Ya., Gavrylyshyn V.I., Pasternak S.I.* 1987. New local stratigraphic units of the Upper Cretaceous of platform Ukraine. Kyiv, p. 37. (Preprint NAS of Ukraine. Institute of Geol. Sci.; 87-41) (in Russian).
- Ivannikov A.V., Lipnik E.S., Plotnikova L.F., Blank M.Ya., Gavrylyshyn V.I., Pasternak S.I., Nerodenko V.M., Matyushonok V.A., Konashov V.G., Goncharuk L.F., Gubkina T.B., Rozumeiko S.V., Karelov M.I., Lyul'eva S.A.* 1991. Regional stratigraphic scheme of the Upper Cretaceous deposits of the platform Ukraine. Kyiv, p. 32. (Preprint NAS of Ukraine. Institute of Geol. Sci.; 91) (in Russian).
- Ivannikov A.V., Lipnik E.S., Plotnikova L.F., Blank M.Ya., Gavrylyshyn V.I., Pasternak S.I., Nerodenko V.M., Matyushonok V.A., Konashov V.G., Goncharuk L.F., Gubkina T.B., Rozumeiko S.V., Karelov M.I., Lyul'eva S.A.* (drafters). 1993. Stratigraphic scheme of the upper part of the Cretaceous system. Stratigraphic schemes of the Phanerozoic formations of Ukraine for geological maps of a new generation: Graphic applications. Kyiv (in Russian).
- Kaptarenko-Chernousova O.K.* (Ed.). 1971. Stratyhrafy of the Ukrainian SSR. Vol. 8: Cretaceous Period. Kyiv: Naukova Dumka (in Ukrainian).
- Kaptarenko-Chernousova O.K.* (Resp. ed.). 1971. Progress in the study of microorganisms of the Meso-Cenozoic of Ukraine. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Kaptarenko-Chernousova O.K.* (Resp. ed.). 1975. Justification of the stratigraphic divisions of the Meso-Cenozoic of Ukraine by microfauna. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Kaptarenko-Chernousova O.K., Golyak L.M., Zernetskyi B.F., Kraeva E.Ya., Lypnyk E.S.* 1963. Atlas of characteristic foraminifers of the Jurassic, Cretaceous and Paleogene platform part of Ukraine. Kyiv: Publishing of the Academy of Sciences of the Ukrainian SSR, 201 p. (Proceedings of the Institute of Geological Sciences. Ser. Stratigraphy and Paleontology; Iss. 45) (in Russian).
- Kaptarenko-Chernousova O.K., Plotnikova L.F., Lipnik E.S.* 1979. Foraminifers of the Cretaceous of Ukraine. Paleontological reference book. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).

- Kaptarenko-Chernousova O.K., Yamnychenko I.M., Stanislavskiy F.A., Lypnyk O.S. 1958. Some remarks on the stratigraphic scheme of the Mesozoic sediments of the Russian platform. *Geologičnij žurnal*, 18, 3 (60): (in Ukrainian).
- Kosenko B.M., Lypnyk O.S. 1966. Dissection scheme of the Upper Cretaceous deposits of the northern and northwestern outskirts of Donbas according to lithologic-logging and microfaunistic data. *Geologičnij žurnal*. 26, 1 (106): 31–41 (in Ukrainian).
- Kraeva E.Ya., Lipnik O.S. 1958. To the question of the age of the Cretaceous deposits of eastern Podolia. *Reports of the Academy of Sciences of the Ukrainian SSR*, 9: 988–991 (in Ukrainian).
- Kraeva E.Y., Lipnik O.S., Permyakov V.V. 1959. Peculiarities of the development of the basic structural elements of the Ukrainian SSR and Moldavian SSR in the Upper Cretaceous times. *Reports of the Academy of Sciences of the Ukrainian SSR*, 6: 651–655 (in Ukrainian).
- Kraeva E.Ya., Lypnyk O.S. 1964. To the stratigraphy of the Cretaceous and Paleogene sediments of the northwestern part of the Black Sea Basin (within the Dniester–Tiligul interfluvium). *Geologičnij žurnal*, 24, 5 (98): 81–88 (in Ukrainian).
- Lipnik E.S. 1974. New species *Planularia* from the Upper Cretaceous deposits of the Ukrainian SSR. *Paleontological collection*, 11, 1: 14–17, 2 tables (in Russian).
- Lipnik E.S. 1969. Some new Upper Cretaceous Foraminifers of the Dnieper-Donets depression. *Paleontological collection*, 6, 1: 11–14 (in Russian).
- Lipnik E.S. 1976. Two species Nodosarid's from Upper Cretaceous of the Dnieper-Donets depression. *Paleontological collection*, 13.130–33, 1 table (in Russian).
- Lipnik E.S. 1966. Foraminifers and stratigraphy of the Upper Cretaceous deposits of the Dnieper-Donetsk depression. Author's abstract dis. ... cand. geol.-min. sciences. Kyiv (in Russian).
- Lipnik E.S. 1980. Foraminifers of the genus *Fronicularia* from the Upper Cretaceous deposits of the Dnieper-Donets depression. *Paleontological collection*, 17: 15–21, 2 tables (in Russian).
- Lipnik E.S. 1986. Foraminifers of the Santonian-Maastrichtian deposits of the northeastern part of the Dnieper-Donetsk depression and conditions their habitats. *Geologičnij žurnal*, 46, 3 (228): 103–109 (in Russian).
- Lipnik E.S. 1975. Upper Cretaceous foraminifers of the northern part of Ukraine. Justification of the stratigraphic divisions of the Meso-Cenozoic of Ukraine by microfauna. Kyiv: Naukova Dumka, pp. 67–92 (in Russian).
- Lipnik E.S., Lyulyeva S.A. 1981a. Zonal dissection of the Cenomanian-Santonian deposits of the Dnieper-Donetsk basin along benthic foraminifers and calcareous nanoplanktons. Kyiv, p. 49. (Preprint AS USSR. Institute of Geol. Sci.; 81-22) (in Russian).
- Lipnik E.S., Lyulyeva S.A. 1981b. Zones of benthic foraminifers and calcareous nanoplanktons in the Campan and Maastricht of the Dnieper-Donetsk depression. Kyiv, p. 37. (Preprint AS USSR. Institute of Geol. Sci.; 81-23). (in Russian).
- Lipnik O.S. 1958. Stratigraphic dissection of the Upper Cretaceous deposits of reference boreholes of the Dnieper-Donetsk depression. *Reports of the Academy of Sciences of the Ukrainian SSR. Geology*, 11: 1242–1245 (in Ukrainian).
- Lypnyk O.S. 1961. Foraminifers and stratigraphy of the Upper Cretaceous deposits of the Dnieper-Donetsk basin. Kyiv: *Proceedings of IGS of the Academy of Sciences of the USSR. Series stratigr. and paleont.*, 35: 68 + 7 paleont. tables (in Ukrainian).
- Lypnyk O.S., Tkachenko T.O. 1960. New data on the Lower Maastrichtian deposits of the eastern outskirts of Donbas. *Reports of the Academy of Sciences of the Ukrainian SSR*, 1: 77–81 (in Ukrainian).
- Naidin D.P., Ivannikov A.V., Blank M.Ya., Lipnik E.S., Akimets V.S., Amon E.O., Beniamovsky V.N., Gorbenko V.F., Dolina Zh.I., Kopaevich L.F., Maslakova N.I., Papulov G.N. 1980. Boundary deposits of Santonian and Campanian on the northern framing of Donbas. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Ovdiy E.S. 1955. Fauna of foraminifers and stratigraphy of the Upper Cretaceous deposits of the Dnieper-Donetsk depression. Final report for 1951-1955 years topic "Mesozoic deposits of the Dnieper-Donetsk depression (fauna and stratigraphy)". Part 4. Section 6. Institute of Geol. Sci. of Academy of Sciences of the Ukrainian SSR. Kyiv, 401 p., 13 phototables (manuscript) (in Russian).
- Plotnikova L.F., Lypnyk O.S. 1968. On stratigraphy of Lower Cretaceous of Western Prychornomor'ya (in the Dniester – Tyligul interfluvium). *Reports of the Academy of Sciences of the Ukrainian SSR*, 10: 892–895 (in Ukrainian).
- Permyakov V.V. (Resp. ed.). 1981. Research results (1978–1980): Kyiv, p. 43. (Preprint AS USSR. Institute of Geol. Sci.; 81-29). (in Russian).
- Ronov A.B., Khain V.I. (Resp. eds.). 1961. Atlas of lithological and paleogeographic maps of the Russian platform and its geosynclinal framing. Part 2: Mesozoic and Cenozoic. Moscow, Leningrad: Gosgeoltekhizdat (in Russian).
- Veklych O.D. 2022. The scientific value of the collection of Late Cretaceous foraminifers made by O.S. Lypnyk in the Kupyansk reference borehole No. 1 of the Northern margin of Donbas. *Collection of scientific works of the Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine*, 15, 2. <https://doi.org/10.30836/igs.2522-9753.266243> (in Ukrainian).

Received 20.05.2023  
Accepted 12.08.2023

Olena Semenivna Lypnyk (to 100th anniversary from the birth)

*O.D. Veklych*

Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine

E-mail: veklych.od@gmail.com

Olena Semenivna Lypnyk is a well-known specialist micropaleontologist of Ukrainian paleontological science, a student of the Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor O.K. Kaptarenko-Chernousova, senior researcher of the Department of Stratigraphy and Paleontology of Mesozoic deposits of the Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences. The article presents the biography and scientific achievements of O.S. Lypnyk, who was engaged in the biostratigraphy of the Upper Cretaceous deposits of the platform Ukraine by foraminifers, in particular, the Upper Cretaceous sediments of the Dnieper-Donetsk depression and the outskirts of Donbas. O.S. Lypnyk is the developer and co-author of the zonal dissection of the Upper Cretaceous deposits of the East European Platform by benthic foraminifers, the developer and author of the zonal scale of the Upper Cretaceous sediments of the Dnieper-Donetsk depression by benthic foraminifers, the author of the division of the Upper Cretaceous stratum of the Dnieper-Donetsk depression into suites, one of the authors of the regional stratigraphic scheme of the Upper Cretaceous deposits of the Dnieper-Donetsk depression, as well as the outskirts of Donbas. The assessment of the scientific heritage of Olena Semenivna Lypnyk is given. The research was based on the personal file and autobiography of O.S. Lypnyk; photos from the archives of the Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine and the Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor D.E. Markarenko; and memories of employees of the institute.

**Keywords:** *Olena Lypnyk; stratigraphy; paleontology; foraminifers; Mesozoic of Ukraine.*



<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.282563>  
УДК 550.9

## Перспективи співробітництва між геологічними музеями України та Іспанії

К.І. Деревська<sup>1\*</sup>, В.А. Нестеровський<sup>2</sup>, К.В. Руденко<sup>3</sup>, Г.А. Лівенцева<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Національний університет «Кієво-Могилянська академія», Київ, Україна  
E-mail: zimkakatya@gmail.com

<sup>2</sup> Київський національний університет ім. Тараса Шевченка, Київ, Україна  
E-mail: v.nesterovski@ukr.net

<sup>3</sup> Національний науково-природничий музей НАН України, Київ, Україна  
E-mail: rudenkokseniav@gmail.com

<sup>4</sup> Geosciences Barcelona-CSIC, Барселона, Іспанія  
E-mail: hannaliventseva@gmail.com

\* Автор для кореспонденції

Публікація актуалізує питання стосовно перспективи розвитку геологічної науки та шляхів співробітництва між Україною та Іспанією. У рамках двостороннього співробітництва між даними країнами у кінці лютого 2023 р. відбулася зустріч геологів у Барселоні в одному з провідних науково-дослідних інститутів в Іспанії. Головними питаннями, які обговорювалися, були популяризація геології та розвиток геологічних музеїв. Стаття у першій частині містить огляд особливостей тектонічної будови, стратиграфії, породних комплексів, унікальних еталонних розрізів у межах України, що мають світове наукове значення. Друга частина присвячена характеристиці українських музеїв наук про Землю, проблемам сучасних наукових досліджень, збереженню геологічних пам'яток, посиленню ролі геологічних музеїв у популяризації знань про Землю. У підсумку запропоновані спільні проекти в рамках міжнародної співпраці між Україною та Іспанією. Співробітництво відбуватиметься на рівні окремих інститутів наук про Землю і природничих музеїв, оскільки вони зберігають первинну геологічну інформацію. Для акумуляції геологічної інформації, її збереження і презентації необхідно об'єднати музеї в єдиний музейний простір, а також у міжнародні музейні організації. Створити загальну комплексну багаторівневу музейну базу даних. Крім того, співробітництво може проявлятися у спільних експедиціях, в яких можна отримати фактичний матеріал для подальших аналітичних досліджень; в організації та проведенні спільних досліджень, конференцій, навчальних семінарів; публікації спільних наукових праць тощо. Такі заходи сприятимуть обміну інформацією/зразками та покращенню зовнішньої комунікації для подальшого розвитку музейної справи, освітньої та наукової діяльності у геологічній галузі.

**Ключові слова:** геологічні науки; геологічні музеї; співробітництво; євроінтеграція.

Цитування: Деревська К.І., Нестеровський В.А., Руденко К.В., Лівенцева Г.А. Перспективи співробітництва між геологічними музеями України та Іспанії. *Геологічний журнал*. 2023. № 3 (384). С. 148–155. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.282563>

Citation: Derevska K.I., Nesterovskiy V.A., Rudenko K.V., Liventseva H.A. 2023. Prospects for cooperation between geological museums of Ukraine and Spain. *Geologičnij žurnal*, 3 (384): 148–155. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.282563>

© Видавець Інститут геологічних наук НАН України, 2023. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

© Publisher Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, 2023. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

Двостороннє співробітництво між Україною та Іспанією в культурно-гуманітарній сфері здійснюється на основі положень Угоди між Урядом України та Урядом Королівства Іспанія про співробітництво в галузі освіти, науки і культури від 07.10.96 р. (Угода..., 1996). Одним з пріоритетних завдань сьогодні є створення можливих напрямів співробітництва між нашими країнами у сфері геологічної науки та музейної справи.

Наприкінці лютого 2023 р. відбулася зустріч між українськими та іспанськими геологами, яка проходила у Барселоні в одному з провідних науково-дослідних інститутів Іспанії. Головною темою стали питання стосовно популяризації знань з геології, розвитку музеїв, що висвітлюють будову та історію Землі, мінеральне розмаїття надр, корисні копалини і безпеку їх розробки. Актуальним є об'єднання досвіду і зусиль вчених обох країн для розширення знань про надра України та Іспанії шляхом створення спільних дослідницьких програм, проведення польових експедицій, обміну кам'яним матеріалом тощо. Ініціаторами зустрічі від України виступили професор Національного університету «Києво-Могилянська академія» Катерина Деревська та директор Геологічного музею Київського національного університету ім. Тараса Шевченка професор Віктор Нестеровський.

У круглому столі в Іспанії брали участь директор державного науково-дослідницького інституту наук про Землю в Барселоні (Geosciences Barcelona) Dr. Giralt Santiago, доктор геологічних наук, професор Національного університету «Києво-Могилянська академія» К.І. Деревська, старший співробітник відділу геології Національного науково-природничого музею НАН України, кандидат геологічних наук К.В. Руденко та співробітники проекту GEO3BCN-CSIC кандидат геологічних наук Г.А. Лівенцева (від України) та Dr. Silvia Zafrilla (від Іспанії).

Від України було презентовано доповідь на тему «Геологічні музеї України, їх роль в освіті та науці в умовах євроінтеграції». Доповідь супроводжувалася демонстрацією слайдів про геологічну будову України, краєвиди, ілюстрований Геологічний атлас України, колекції мінералів і порід з надр України.

У першій частині презентації увагу було акцентовано на особливостях тектонічної будови, стратиграфії, породних комплексах, корисних копалинах, унікальних еталонних розрізах, що мають світове наукове значення. Друга частина була присвячена проблемам сучасних наукових досліджень, збереженню геологічних пам'яток, розвитку краєзнавства, геологічного туризму, посилення ролі геологічних музеїв у популяризації знань про Землю.

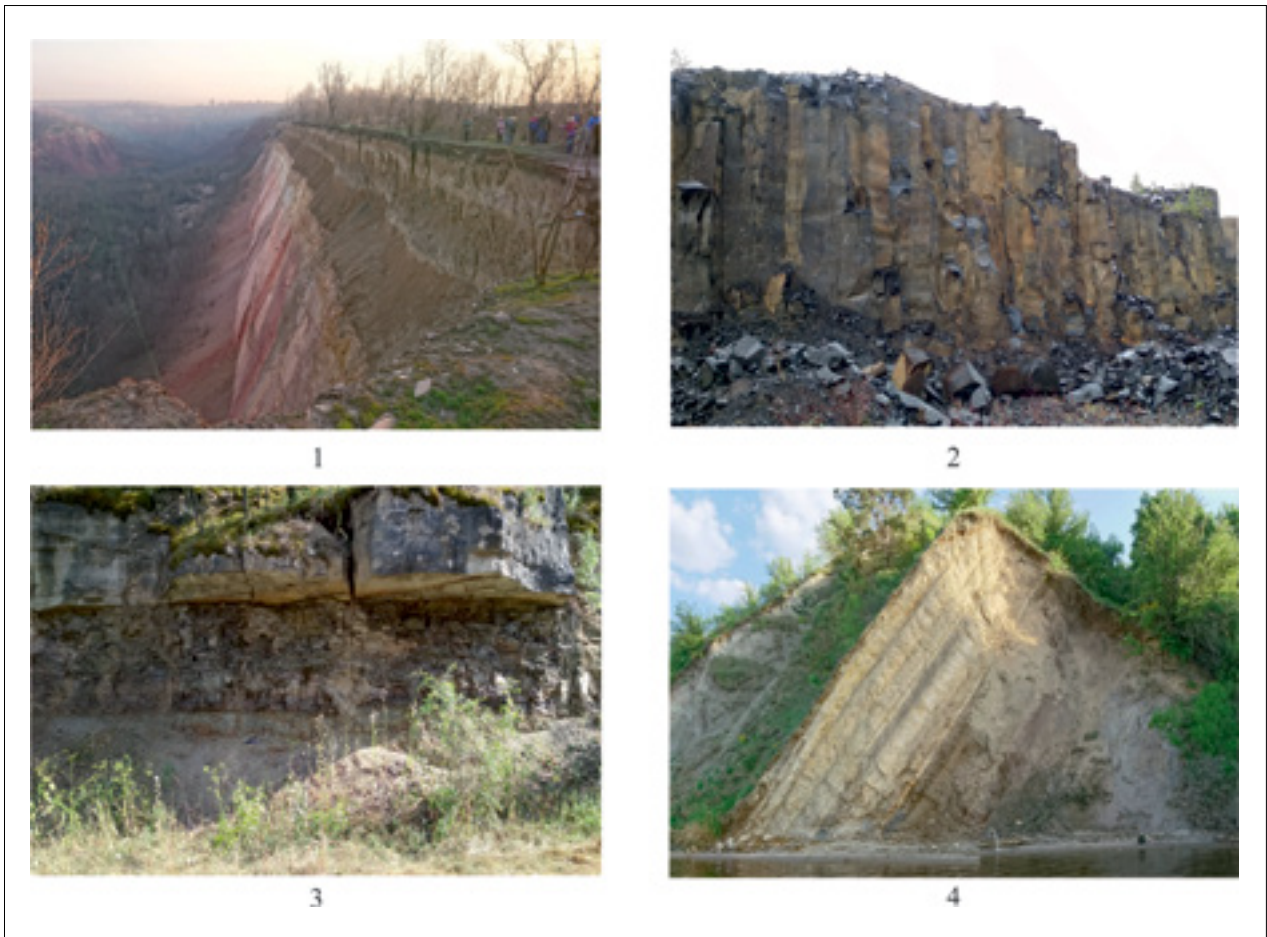
На території України в геологічній історії відбувалися різноманітні геологічні процеси, що залишили потужні товщі порід магматичного, метаморфічного та осадового генезису. На денну поверхню виходять різновікові мінеральні комплекси, які доступні до польового дослідження (рис. 1). Тут також є відслонення еталонних розрізів осадових порід, де можна спостерігати особливості седиментації на певних етапах геологічної історії, починаючи з верхнього докембрію. Особливо широко представлені магматичні і метаморфічні комплекси архею і протерозою, що відслонюються в межах Українського щита та його схилах, у каньйонах річок Дністер, Гірський Тікич, Південний Буг, розкриваються численними гірськими виробками з видобутку декоративного та будівельного каміння (Геологічні пам'ятки..., 2006–2011; Металічні..., 2006а,б; Гурський, 2008а,б; Деревська, Александров, 2018).

Цікавим для наукових досліджень є перехідний комплекс від протерозою до кембрію, якій у світі виділено в окремий підрозділ – едіакарій (Веліканов, 2009; Албани та ін., 2015; Мартишин та ін., 2016). В Україні відклади едіакарію представлені осадовими, пірокласичними та вулканогенними формаціями. В осадовому комплексі едіакарію знайдена найдавніша фосилізована біота (рис. 2), унікальні конкреції фосфоритів, а в туфах і базальтах – самородна мідь, золото, срібло, агаги, цеоліти. З хімічним вивітрюванням вулканічних порід протерозою пов'язані найбільші в Європі родовища сапонітових глин тощо. Таке значне різноманіття геологічного середовища дозволяє науковцям більш повно зрозуміти і відтворити геологічну історію значної території західної окраїни Східноєвропейської платформи.

У фондах провідних геологічних музеїв України зберігаються польові зібрання, систематичні і монографічні колекції. Окремо в залах виставлені експозиції, які присвячені певним розділам геологічної освіти і науки. Вони більш повноцінно розкривають тематику історичного розвитку Землі, стратиграфію і палеонтологію, морську геологію, мінералогію, металічні і неметалічні корисні копалини, коштовне і декоративне каміння, фізичні властивості, ендегенні й екзогенні процеси тощо. Експозиції музеїв надають можливість відтворити палеогеографічну історію і змодельювати процеси, що відбувалися в давнину. Музеї, що тією чи іншою мірою зберігають колекції з наук про Землю в Україні, мають різну спрямованість і відомчу належ-

ність. Виділяються академічні, університетські, обласні краєзнавчі, шкільні та приватні музеї (рис. 3) (Нестеровський, Деревська, 2015).

Найбільш повні зібрання геологічного матеріалу зберігаються та презентуються у геологічних музеях Київського національного університету ім. Тараса Шевченка, Львівського національного університету ім. Івана Франка та Національного науково-природничого музею НАН України. Тут проводяться фундаментальні наукові дослідження зразків гірських порід, мінералів, фауни, флори, монографічних і меморіальних колекцій. У Музеї коштовного і декоративного каміння м. Хорошів (Житомирська обл.) експонуються рідкісні та унікальні мінерали з родовища камерних пегматитів Волині.



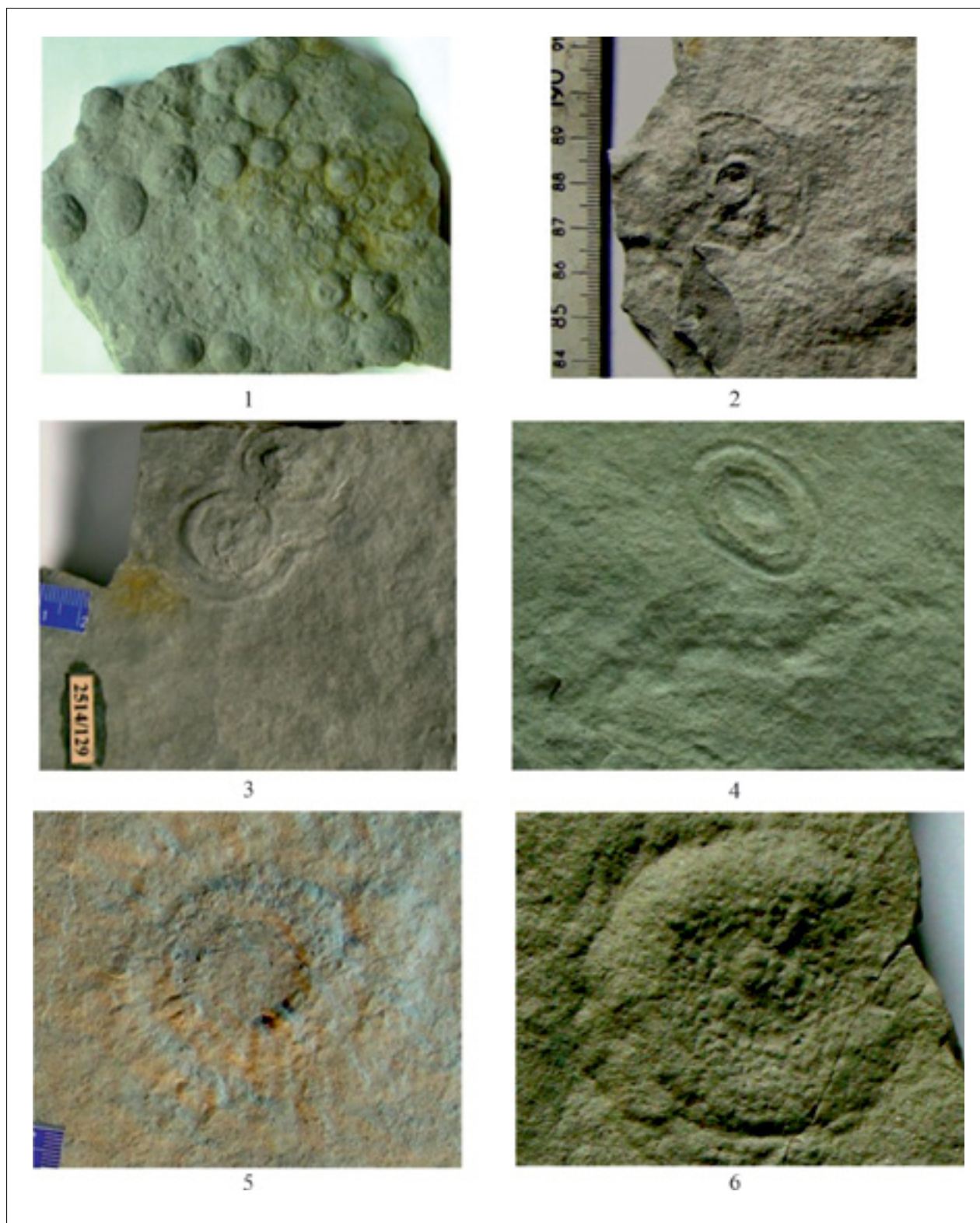
**Рис. 1.** Окремі геологічні об'єкти України, що відслонюються на денну поверхню:

1 – докембрійська залізорудна формація, Кривий Ріг, Дніпропетровська обл.; 2 – стовбчаста окремість базальтів трапової формації едіакарію, с. Базальтове, Рівненська обл.; 3 – осадова формація едіакарію, с. Велика Кужелева, Хмельницька обл.; 4 – дислокації осадових порід, с. Трахтемирів, Черкаська обл.

**Fig. 1.** Some geological objects of Ukraine outcropped on the day surface:

1 – Precambrian iron ore formation (2.1–2.4 GA), Kryvyi Rih, Dnipropetrovsk oblast; 2 – Ediacaran volcanogenic formation, Bazaltove village, Rivne oblast; 3 – Ediacaran sedimentary formation, Velyka Kuzheleva village, Khmelnytsk oblast; 4 – dislocations of sedimentary rocks, Trakhtemyriv village, Cherkasy oblast





**Рис. 2.** Едіакарська фосилізована біота Поділля:

1 – рештки *Nemiana simplex* Palij, Ямпільські верстви; 2 – *Cyclomedusa* sp. nov. на алевроаргіліті, Ломозівські верстви; 3 – *Cyclomedusa* cf. *davidii* Sprigg; 4 – *Eoporpita medusa* Wade, Ломозівські верстви; 5 – *Cyclomedusa plana* Glaessner, Ломозівські верстви

**Fig. 2.** Ediacaran fossilized biota of Podillia:

1 – remains of *Nemiana simplex* Palij, Yampil layers; 2 – *Cyclomedusa* sp. nov. on siltstone, Lomoziv layers; 3 – *Cyclomedusa* cf. *davidii* Sprigg; 4 – *Eoporpita medusa* Wade, Lomoziv layers; 5 – *Cyclomedusa plana* Glaessner, Lomoziv layers

Музеї також забезпечують збереження наукових фондів. У цьому аспекті особливо важливими є ті колекції, які були відібрані з територій, що зазнали антропогенного впливу, урбанізації, підтоплення і втрачені для спостережень, а також ті, які є керном глибоких свердловин, морських западин і малодоступних місць. На мінералогічних, петрографічних та палеонтологічних колекціях тримається базова геологічна освіта, наука, практика.

Музеї проводять комплексні аналітичні дослідження нових надходжень. Ці дані потім використовуються для реалізації в нових проєктах, поповнення базових параметрів для територій і комплексів (Гурський, 2008а,б).

Музеї виступають у ролі збереження певних еталонів порід і мінералів, які є прямими свідками тих чи інших подій в геологічній історії. Світ урбанізується і змінюється, природних об'єктів стає все менше. І скоро їх можна буде побачити тільки в музеях.

Музейний матеріал систематизується за різними ознаками і принципами, залежно від завдань досліджень і реальної можливості розмаїття кам'яного матеріалу та доступності лабораторних випробувань. Крім того, музеї забезпечують збереження наукових монографічних колекцій мінералогічного та палеонтологічного спрямування, зразків рідкісних корисних копалин, меморіальних колекцій видатних вчених-геологів, раритетні видання тощо.

Важливість монографічних колекцій визначається тим, що вони являють собою певні еталони, на яких базуються подальші дослідження. Саме з ними потім проводиться порівняння нових голотипів, видів, різновидів та інших таксономічних одиниць при вивченні нових територій і розрізів.

Після проведення семінару та обміну інформацією ми пропонуємо в рамках Міжнародної співпраці між Україною та Іспанією зосередити спільні зусилля в музейній справі. Серед можливих проєктів пропонуємо такі:

1. Об'єднання музеїв наук про Землю, краєзнавчих та природничих музеїв у єдиний музейний простір, а також у регіональні, національні та міжнародні музейні організації. В подальшому музеї будуть виконувати роль акумуляції інформації, її збереження і презентації.

2. Створення загальної комплексної багаторівневої музейної бази даних, яка виступає інформаційним сховищем та одночасно майданчиком для проведення наукових досліджень в інститутах та університетах.

3. Інтеграція і розвиток музейної справи у мережі Інтернету на спільних платформах за допомогою дистанційних послуг та гіперпосилань. Такі заходи дозволять удосконалити представлення музейних експонатів на сучасному рівні з використанням музейного обладнання.

4. Створення музейних комплексів «просто неба» на місцях знаходження унікальних з наукової точки зору відслонень (які мають фундаментальне значення), що потребують довготривалого моніторингу і збереження.

5. Інтеграція музеїв наук про Землю у сферу геологічного та екологічного туризму. Розвиток рекреаційної тематики – визначення та охорона стратотипових і парастратотипових розрізів України, Іспанії та Європи з метою збереження геологічної спадщини планети.

6. Використання музеїв як платформи для освітньої, виховної, просвітницької діяльності, як сполучної ланки між наукою та суспільством.

Співробітництво відбуватиметься на рівні окремих інститутів про Землю і музеїв, оскільки вони зберігають первинну геологічну інформацію і можуть нею ділитися. Співробітництво може проявлятися у спільних експедиціях, в яких можна подивитися та задокументувати мінералогічні або палеонтологічні об'єкти, відібрати матеріал для подальших аналітичних досліджень. Отримані дані дозволять організувати та проводити спільні дослідження, конференції, навчальні семінари, видавати публікації тощо.

Отже, необхідними кроками в умовах співробітництва між нашими країнами є:

1) спільні геологічні експедиції в рамках наукових і прикладних проєктів стосовно реконструкції геологічного розвитку планети та моделювання палеоклімату;

2) розробка та формування нових ідей стосовно виникнення промислових чи рідкісних родовищ, сучасних ендо- та екзогенних геологічних процесів тощо.



**Рис. 3.** Головні музеї геологічного напрямку в Україні:

1 – будівля Національного науково-природничого музею НАН України, м. Київ; 2 – корпус геологічного факультету, в якому розташований Геологічний музей Київського національного університету ім. Тараса Шевченка, м. Київ; 3 – Музей коштовного і декоративного каміння, м. Хорошів, Житомирська обл.; 4 – Музей природи Харківського національного університету ім. Василя Каразіна, м. Харків; 5 – Державний природничий музей НАН України, м. Львів; 6 – Мінералогічний музей геологічного факультету Львівського національного університету ім. Івана Франка, м. Львів

**Fig. 3.** The main geological museums in Ukraine:

1 – the building of the National Museum of Natural History at the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv; 2 – Geological Museum at the campus of Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv; 3 – The Museum of Precious Stones, Khoroshiv, Zhytomyr region; 4 – State Museum of Nature of V.N. Karazin Kharkiv National University, Kharkiv; 5 – State Natural History Museum of the National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv; 6 – Mineralogical Museum of the Geology Faculty of Ivan Franko National University of Lviv, Lviv

3) налагодження зв'язків щодо можливості обміну, отримання унікальних чи рідкісних зразків/експонатів;

4) покращення зовнішньої комунікації для подальшого розвитку музейної справи, освітньої та наукової діяльності.

Післявоєнний час стане для України періодом швидкого зростання економіки та розширення можливостей інвестицій. Практичні

цілі українського Уряду орієнтовані на створення робочих місць в країні, аби люди могли якнайшвидше повернутися додому з еміграції. Це особливо важливо в контексті масштабного плану відновлення та Євроінтеграції. Економіка почне зростати швидшими темпами, ніж до війни. І це стане вигідним моментом для спільних з Європою проектів та інвестування в Україну.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Албани А.Єл., Фонтан С., Нестеровський В.А., Солдатенко Є.В., Рuzина М.В. Нові підходи щодо найдавнішої м'якотілої фауни у розрізі верхнього венду Волині. *Природничі музеї та їх роль в освіті і науці: Матеріали міжнар. наук. конф.* (27–30 жовт., 2015 р., Київ). Київ, 2015. Ч. 1. С. 9–11.
- Великанов В.Я. Палеогеографія України у вендському періоді. *Зб. наук. пр. УкрДГРІ*. 2009. С. 34–45.
- Геологічні пам'ятки України (Geological Landmarks of Ukraine): у 4 т. В.П. Безвинний, О.Б. Бобров, В.П. Брянський та ін.; за ред. В.І. Калініна, Д.С. Гурського. Київ, 2006–2011.
- Гурський Д.С. Концептуальні засади державної мінерально-сировинної політики щодо використання стратегічно важливих для економіки країни корисних копалин. Львів: ЗУКЦ, 2008. 192 с.
- Деревська К.І., Александров О.Л. Головні ознаки геологічної будови рифей-фанерозойських осадових басейнів західної окраїни Східноєвропейської платформи. *Тектоніка і стратиграфія*. 2018. Вип. 45. С. 40–52.
- Мартишин А.І., Нестеровський В.А., Огар В.В. Фосилії пізнього докембрію України та підходи до їх експертизи. *Materials International Scientific-Practical Conference "Modern technologies and features of quarrying, processing and use of natural stone"*. Kyiv, 2016. P. 25–28.
- Металічні і неметалічні корисні копалини України. Т. 1: Металічні корисні копалини. Д.С. Гурський та ін.; наук. ред. М.П. Щербак, О.Б. Бобров. Київ: Центр Європи, 2006. 739 с.
- Металічні і неметалічні корисні копалини України. Т. 2: Неметалічні корисні копалини. Д.С. Гурський та ін.; наук. ред. М.П. Щербак, С.В. Гошовський. Київ: Центр Європи, 2006. 551 с.
- Нестеровський В.А., Деревська К.І. Стан та перспективи розвитку українських музеїв наук про Землю. *Natural History Museums and their Role in Education and Science: Proceedings of the International Conference (27–30 October, 2015, Kyiv)*. Kyiv, 2015. Part 1. P. 80–83.
- Угода між Урядом України і Урядом Королівства Іспанія про співробітництво в галузі освіти, науки і культури [Електронний ресурс]. Київ, 1996. Режим доступу: [https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/724\\_022#Text](https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/724_022#Text) (дата звернення 13.06.2023)

Надійшла до редакції 21.06.2023

Прийнята 04.09.2023

## REFERENCES

- Albany A. Yel., Fontan S., Nesterovskyi V. A., Soldatenko E. V., Ruzina M. V. 2015. New approaches to the oldest mollusc fauna in the Upper Vendus of Volyn section. In: *Natural museums and their role in education and science: Materials of the International Scientific Conference (October 27–30, 2015, Kyiv)*. Kyiv, part 1, pp. 9–11 (in Ukrainian).
- Velikanov V. Ya. 2009. Paleogeography of Ukraine in the Vendian period. *Proceedings of the Ukrainian State Geological Exploration Institute*, pp. 34–45 (in Ukrainian).
- Kalinin V. I., Gursky D. S. (Eds.). 2006–2011. Geological Landmarks of Ukraine (Geological Landmarks of Ukraine): in 4 volumes. Kyiv (in Ukrainian).
- Gursky D. S. 2008. Conceptual foundations of the state mineral and raw materials policy regarding the use of minerals strategically important for the country's economy. Lviv: ZUKTS (in Ukrainian).
- Derevska K. I., Aleksandrov O. L. 2018. The main features of the geological structure of the Riphean-Phanerozoic sedimentary basins of the western margin of the East European Platform. *Tectonics and Stratigraphy*, 45: 40–52 (in Ukrainian).
- Martyshyn A. I., Nesterovsky V. A., Ogar V. V. 2016. Fossils of the Late Precambrian of Ukraine and approaches to their examination. *Materials of the International Scientific-Practical Conference "Modern technologies and features of quarrying, processing and use of natural stone"*. Kyiv, pp. 25–28 (in Ukrainian).
- Shcherbak M. P., Bobrov O. B. (Eds.). 2006. Metallic and non-metallic minerals of Ukraine. National Academy of Sciences of Ukraine. I. 1: Metallic minerals. Kyiv: Center of Europe (in Ukrainian).

- Shcherbak M.P., Goshovskyi S.V. (Eds.). 2006. Metallic and non-metallic minerals of Ukraine. National Academy of Sciences of Ukraine. Vol. 2: Non-metallic minerals. Kyiv: Center of Europe (in Ukrainian).
- Nesterovskyi V.A., Derevska K.I. 2015. State and development prospects of Ukrainian museums of earth sciences. *Natural History Museums and their Role in Education and Science: Proceedings of the International Conference* (October 27–30, 2015, Kyiv). Kyiv, part 1, pp. 80–83 (in Ukrainian)
- Agreement between the Government of Ukraine and the Government of the Kingdom of Spain on cooperation in the field of education, science and culture. Kyiv, 1996. [https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/724\\_022#Text](https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/724_022#Text) (accessed 10 June 2023) (in Ukrainian).

Received 21.06.2023

Accepted 04.09.2023

## Prospects for cooperation between geological museums of Ukraine and Spain

K.I. Derevska<sup>1\*</sup>, V.A. Nesterovskyi<sup>2</sup>, K.V. Rudenko<sup>3</sup>, H.A. Liventseva<sup>4</sup>

<sup>1</sup>National University of Kyiv-Mohyla Academy, Kyiv, Ukraine

E-mail: zimkakatya@gmail.com

<sup>2</sup>Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv, Ukraine

E-mail: v.nesterovski@ukr.net

<sup>3</sup>National Museum of Natural History at the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

E-mail: rudenkoksenniiav@gmail.com

<sup>4</sup>Geosciences Barcelona-CSIC, Barcelona, Spain

E-mail: hannaliventseva@gmail.com

\* Corresponding author

The publication actualizes issues related to the prospects for geological science development and ways of cooperation between Ukraine and Spain. As part of the bilateral cooperation between these countries, at the end of February 2023, a meeting of geologists was held in Barcelona at one of the leading research institutes in Spain. The main issues discussed were the popularization of geology and the geological museum's development. The first part of the article contains an overview of the peculiarities of the tectonic structure, stratigraphy, rock complexes, and unique reference sections within Ukraine, which are of world scientific importance. The second part is devoted to the characteristics of the Ukrainian museums of Earth sciences, the problems of modern scientific research, the geological monuments preservation, and strengthening the role of geological museums in popularizing knowledge about the Earth. As a result, joint projects within the framework of international cooperation between Ukraine and Spain are proposed. Cooperation will occur at the level of individual Institutes of Earth Sciences and Natural History Museums, as they store primary geological information. For the accumulation of geological information, its preservation and presentation, it is necessary to unite museums into a single museum space and international museum organizations. To create a general complex multi-level museum database. In addition, cooperation can be manifested in joint expeditions in which factual material can be obtained for further analytical research; in the organization and conduct of joint research, conferences, and educational seminars; in publishing joint scientific works, etc. Such events will contribute to exchanging information/specimens and improving external communication for further developing the museum business, educational and scientific activities in the geological field.

**Keywords:** geological sciences; geological museums; cooperation; European integration.

## **GEOLOGIČNIJ ŽURNAL**

*The Journal covers the entire range of disciplines of geological science and practice and aims to publish high-quality scientific works including original research, reviews, short scientific communications, news of scientific life, biographical materials, and more. The focus is on geological studies relevant to Ukraine and other Eastern European regions, but studies of other regions of the world are also encouraged if they are of international scientific interest.*

*The journal is aimed to a wide range of scholars of geological disciplines, practitioners, lecturers, engineers, and graduate students.*

*The Journal provides open access to the articles and does not charge any article processing fee.*

---

- Founders:
  - Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine;
  - National Academy of Sciences of Ukraine.
- Issued quarterly.
- Languages: Ukrainian, English.
- The journal is indexed / abstracted:  
ELSEVIER Scopus; CrossRef; OpenAIRE; Index Copernicus; Google Scholar; WorldCat; Vernadsky National Library of Ukraine; Scientific electronic library of periodicals of the National Academy of Sciences of Ukraine; BASE.
- The journal is listed as a scientific professional edition of Ukraine (category «Б»), specialties 04 – “Geological Sciences” and 103 – «Earth Sciences» (Ministry of Education and Science of Ukraine 02.07.2020 №886).

Manuscripts, galley proofs and other correspondence should be addressed to:

Geological Journal, Institute of Geological Sciences

O. Honchara str., 55 b, Kyiv-54, Ukraine, 01601

Phone: 380444869446

E-mail: [geolzhurnal@nas.gov.ua](mailto:geolzhurnal@nas.gov.ua)

---

ISSN 1025-6814 (Print)  
ISSN 2522-4107 (Online)

# ГЕОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ



## GEOLOGIČNĪJ ŽURNAL

**3** (384)  
2023

