

Львівський національний університет імені Івана Франка
Геологічний факультет

ПРОБЛЕМИ ГЕОЛОГІЇ ФАНЕРОЗОЮ УКРАЇНИ

Збірник наукових праць за результатами
XII Всеукраїнської наукової конференції

Частина 1

6–8 жовтня 2021 р.



Львів – 2021

Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка

У збірнику наукових праць за результатами конференції опубліковано результати досліджень з актуальних проблем геології, палеонтології, палеоекології, стратиграфії фанерозою України, наукова хроніка тощо. З'ясовано закономірності розміщення й умови формування родовищ вуглеводнів та інших корисних копалин.

За достовірність і якість наукового матеріалу відповідальність несуть автори.

Редакційна колегія: д-р геол.-мін. наук, проф. **Р. Лещух** – головний редактор; проф. **Ю. Крупський** – заступник головного редактора; д-р геол. наук, проф. **М. Павлунь**; канд. геол.-мін. наук, доц. **А. Іваніна**; канд. геол. наук, доц. **І. Шайнога**; канд. геол. наук, доц. **Г. Гоцанюк**, канд. геол. наук, **І. Мар'яш**.

Professor **R. Leshchukh** – Editor-in-Chief
Professor **J. Krupsky** – Assistant Editor

Адреса редакційної колегії: Геологічний факультет, Львівський національний університет імені Івана Франка, вул. Грушевського, 4, Львів, 79005 тел. (032) 2394 732 тел. / факс (0322) 72-80-56 ел. пошта: paleontlozbirnyk@ukr.net	Editorial Office: Geological Department Ivan Franko National University of Lviv 4, Hrushevsky Str. Lviv, Ukraine, 79005 tel. (380) (32) 2394 732 tel. / fax (38)(0322) 72-80-56 e-mail: paleontlozbirnyk@ukr.net
---	--

Відповідальний за випуск:

Роман Лещух

Редактор:

Лариса Сідлович

Відповідальний за друк:

Олена Старунько

*Друкується за ухвалою Вченої ради геологічного факультету
Львівського національного університету імені Івана Франка*

© Львівський національний університет
імені Івана Франка, 2021

ЗМІСТ

ЗМІСТ	3
Маслун Н.В. СТРАТИГРАФО-ПАЛЕОНТОЛОГІЧНИЙ НАПРЯМ ДОСЛІДЖЕНЬ У НАУКОВО-ПРАКТИЧНІЙ ДІЯЛЬНОСТІ ДОКТОРА ГЕОЛОГО-МІНЕРАЛОГІЧНИХ НАУК, ПРОФЕСОРА, АКАДЕМІКА НАН УКРАЇНИ ПЕТРА ФЕОДОСІЙОВИЧА ГОЖИКА.....	5
П.Ф. Гожи́к¹, М.М. Іванік¹, Н.В. Маслун¹, З.Я. Войцицький², Н.М. Жабі́на¹, О.А. Шевчук¹, А.С. Андрє́єва-Григоро́вич¹, Г.В. Кльошина¹, І.С. Супрун¹ ДО ПРОБЛЕМ СТРАТИГРАФІЇ МЕЗОКАЙНОЗОЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ КАРПАТО-ЧОРНОМОРСЬКОГО СЕГМЕНТУ ТЕТИСУ.....	11
І. М. Нау́мко¹, В. М. Каду́рін², В. В. Янко², І. М. Зінчук¹, Я. В. Яремчук¹, С. В. Каду́рін², Ю. А. Белецька¹, Л. Р. Редько¹, Г. О. Занкович¹, О. С. Дікол² ГЛІНИСТІ МІНЕРАЛИ ДОННИХ ВІДКЛАДІВ ПЛОЩІ «ПРАДНІПРОВСЬКА» ЯК ІНДИКАТОР ГЛИБИННИХ ФЛЮЇДНИХ ПОТОКІВ (ПІВНІЧНО-ЗАХІДНИЙ ШЕЛЬФ ЧОРНОГО МОРЯ, УКРАЇНА).....	19
Жабі́на Н.¹, Аніке́єва О.² ВІДКЛАДИ ЮРСЬКОЇ СИСТЕМИ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНСЬКОГО ПЕРЕДКАРПАТТЯ: СТРАТИГРАФІЯ І ПЕРСПЕКТИВИ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ.....	25
Сіренко О. ЗМІНИ СКЛАДУ САРМАТСЬКОГО СПОРОВО-ПІЛКОВОГО КОМПЛЕКСУ, ЯК ОДИН З КРИТЕРІВ ОБГРУНТУВАННЯ ГРАНИЦІ СЕРЕДНІЙ - ВЕРХНІЙ МІОЦЕН.....	32
Матрофайло М., Бучинська І., Побережський А., Ступка О., Шевчук О. ВУГЛЕНОСНІСТЬ НИЖНЬОЇ ЧАСТИНИ КАРБОНОВИХ ВІДКЛАДІВ ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО БАСЕЙНУ.....	38
Андрє́єва-Григоро́вич А., Супрун І. КРИТЕРІЇ ДЛЯ ОБГРУНТУВАННЯ ГРАНИЦЬ ПАЛЕОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ ЗА НАНОПЛАНКТОНОМ.....	45
Генералова Л., Хом'як Л., Дворжак О., Дворжак Т. ТЕМПЕСТИТИ НЕОГЕНУ В ОКОЛИЦЯХ ЛЬВОВА.....	54
¹Гнилко С. Р., ¹Гнилко О. М., ²Наварівська К. О. МЕЖА ПАЛЕОЦЕНУ І ЕОЦЕНУ В УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТАХ НА ПІДГРУНТІ ДРІБНИХ ФОРАМІНІФЕР.....	63

Сушко Т. ДЕЯКІ ОСОБЛИВОСТІ РИФОВИХ ГОРИЗОНТІВ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ.....	70
Богданова М., Костюк О., Коваль Т. РЕГІОНАЛЬНИЙ ЛАНДШАФТНИЙ ПАРК «ЗНЕСІННЯ» (ЛЬВІВ) – НОВИЙ ПОЛІГОН ДЛЯ ПРОВЕДЕННЯ НАВЧАЛЬНОЇ ГЕОКАРТУВАЛЬНОЇ ПРАКТИКИ.....	74
Матлай Л.М. ВАПНЯКОВИЙ НАНОПЛАНКТОН ІЗ МЕЗОЗОЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ РІВНИННОГО КРИМУ.....	79
Клименко Ю.В. ОСОБЛИВОСТІ СТРАТИГРАФІЧНОГО ПОШИРЕННЯ МІКРОСПОНГІОФАУНИ В КЕЛОВЕЙСЬКИХ ВІДКЛАДАХ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ДДЗ.....	84

СТРАТИГРАФО-ПАЛЕОНТОЛОГІЧНИЙ НАПРЯМ ДОСЛІДЖЕНЬ У НАУКОВО-ПРАКТИЧНІЙ ДІЯЛЬНОСТІ ДОКТОРА ГЕОЛОГО- МІНЕРАЛОГІЧНИХ НАУК, ПРОФЕСОРА, АКАДЕМІКА НАН УКРАЇНИ ПЕТРА ФЕОДОСІЙОВИЧА ГОЖИКА

Маслун Н.В.

*Інститут геологічних наук НАН України
вул. Олеся Гончара, 55-б, 01054 Київ
ivanik_m@ukr.net*

В історії Інституту геологічних наук (ІГН) НАН України стратиграфо-палеонтологічний напрям завжди був пріоритетним у геологічних дослідженнях. Починаючи з першого директора Інституту академіка П.А. Тутковського палеонтолого-стратиграфічне вивчення фанерозою України набуло системного характеру. П.А. Тутковський є засновником мікропалеонтологічної школи, який започаткував мікропалеонтологічний метод у практиці геологічних робіт. Вивчення стратиграфії та палеонтології третинних і четвертинних відкладів на довгі роки стало чільним напрямом досліджень Інституту. У подальшому директори Інституту розробили відповідні напрями геологічних досліджень: В.В. Резніченко – четвертинна геологія, геоморфологія, тектоніка, гляціологія, географія; Б.І. Чернишов – стратиграфія та палеонтологія мезозойських і палеозойських відкладів; В.Г. Бондарчук – геотектоніка, геоморфологія, загальна, регіональна та морська геологія, геологія антропогену, стратиграфія і палеонтологія, палеогеографія, геологія корисних копалин; В.Б. Порфір'єв – застосування стратиграфії для обґрунтування генезису нафти в кристалічному фундаменті й осадовому чохлі; Є.К. Лазаренко – палеонтолого-стратиграфічні дослідження в тематиці Інституту; В.Я. Дідковський – стратиграфія та мікропалеонтологія неогенових і сучасних морських відкладів Світового океану, продовження мікропалеонтологічного напрямку П.А. Тутковського, створення школи мікропалеонтологів (за різними напрямками мікрофосолій) і біостратиграфів; Є.Ф. Шнюков – заснування наукової школи з морської геології та осадового рудоутворення, де стратиграфія і палеонтологія є обов'язковою складовою всіх досліджень; П.Ф. Шпак – особливості геологічної будови нафтогазоносних регіонів, формування просторового розміщення покладів вуглеводнів із залученням стратиграфічних і палеонтологічних методів.

Ці традиції продовжував у своїй науковій і науково-організаційній діяльності директор ІГН НАН України, професор, доктор геолого-мінералогічних наук Петро Феодосієвич Гожик – вчений, у працях якого представлено всі основні напрями геологічної науки: палеонтологія і

стратиграфія, тектоніка, геологія України та формування корисних копалин, геологія морів і Світового океану. Фундаментальні напрями, які розвивалися в ІГН НАН України під керівництвом П.Ф. Гожика, відповідають пріоритетним напрямам науки і техніки, спрямовані на розвиток ресурсної, енергетичної стратегії, раціонального природо-користування для сталого розвитку суспільства і держави та забезпечення конкурентоспроможності України у світі. ІГН НАН України – найбільш багатoproфільний центр в Україні, де зосереджені високопрофесійні фахівці з геології, зокрема, з палеонтології та стратиграфії. Цей Інститут є ключовим комунікатором із фундаментальних і прикладних проблем геологічної науки, інтегруючим осередком наукової, науково-організаційної та практичної діяльності.

Фундаментальними розробками в галузі стратиграфії, де П.Ф. Гожик був керівником і безпосереднім виконавцем, є побудови різномасштабних стратиграфічних моделей фанерозойських відкладів України для різномасштабного картування відкритих і закритих територій на засадах поєднання принципів системності (страто-системності), ієрархічності, циклічності, аналогій і кореляції, а також методів біо-, літо-, цикло-, сейсмо-, хемо-, магнітостратиграфічного, палеоекологічного, палеогеографічного, фаціального, седиментологічного, подійно-стратиграфічного, структурно-тектонічного. Такий підхід передбачає процедури інтерпретації, генералізації численного фактичного матеріалу, який протягом століть накопичений у процесі геологічних, пошукових, розвідувальних і експлуатаційних робіт на різні види рудних, нерудних і вуглеводневих копалин. Велике значення у своїх наукових розробках вчений приділяв теоретичному обґрунтуванню та процедурі інтегрування результатів просторово-часового розподілу реально існуючих природно-шаруватих систем, з'ясуванню закономірностей мінливості палеобіономічних, палеобіогеографічних, палеоекосистемних, палеотектонічних (формаційних), геодинамічних, палеоседиментаційних та інших процесів і подій, що відображені у стратиграфічних підрозділах.

При всьому різноманітті напрямів і тематик, основні наукові інтереси П.Ф. Гожика були зосереджені на теоретичних та прикладних проблемах стратиграфії і палеонтології, особливо ролі стратиграфії у розвитку нафтогазового комплексу України.

Учений розпочав свої дослідження алювіальних відкладів головних річок України, в результаті яких було вперше запропоновано схему терас долини р. Прут, їхньої кореляції з терасами Дністра, Дунаю. Одночасно він виконував великий обсяг робіт із визначення молюсків України та Молдови. Було започатковано дослідження алювію долин річок Південний Буг, Інгулець у зв'язку із постановкою пошукових робіт на розсипи корисних копалин. Реалізація програми з розширення зрошувальних систем півдня України потребувала постановки широкомасштабних

проектів гідротехнічного будівництва, а отже – проведення комплексних геологічних досліджень, у яких активну участь брав П.Ф. Гожик.

Починаючи з 1978 р. в ІГН НАН України під керівництвом академіка Є.Ф. Шнюкова розпочалися комплексні геолого-геофізичні дослідження океанів і морів тож П.Ф. Гожик активно включився у виконання морської тематики. У морських експедиціях в Індійській, Атлантичний, Південний океани, Червоне море він займався питаннями літології, стратиграфії донних відкладів. Результати цих досліджень знайшли відображення в чотирьох колективних монографіях. Особливо знаковою стала навколосвітня антарктична експедиція на ГДС «Беллінсгаузен», у процесі якої виявлено нові поля залізомарганцевих конкрецій в Південному океані та відкрито нові поздовжні й поперечні жолоби на шельфі Антарктиди.

П.Ф. Гожик є розробником методології системного стратиграфічного аналізу як фундаменту для реалізації геосторичного розвитку осадових басейнів нафтогазоносних регіонів. За цією методологією колектив різнопрофільних фахівців геологічних установ побудував стратиграфічні та палеоседиментаційні моделі мезокайнозою Західного (Карпатського) та Південного (Причорномор'я, Крим, Азово-Чорноморська акваторія) нафтогазоносних регіонів, визначив прогностичну стратиграфічну приуроченість продуктивних горизонтів крейдових, палеоценових, еоценових, олігоценових відкладів і означив напрями першочергових пошукових робіт у Карпатському і Південному нафтогазоносних районах. Виділено стратиграфічні та структурно-тектонічні критерії в дослідженні проблеми крайових прогинів (Передкарпатського, Переддобрудзького, Переддонбаського, Індоло-Кубанського, Альмінського, Причорноморсько-Кримського, Сорокинського тощо) як перспективних вуглеводневоносних структур, що є, по суті, глобальними вуглеводневоносними каналами, які оконтурюють Східноєвропейську платформу.

П.Ф. Гожик був визнаним дослідником як палеонтолог-малаколог, зокрема, викопних прісноводних молюсків неоген-четвертинних відкладів Західного і Східного Паратетису, їм присвячено численні статті й чотири монографії. Вченим виділено й описано 6 нових підродів і 59 нових для науки видів. Монографічний опис прісноводних молюсків із верхньокайнозойських відкладів є суттєвим внеском в історію їхнього розвитку та слугує надійним критерієм для кореляції морських і континентальних відкладів. Він зробив суттєвий внесок у вивчення прісноводних молюсків не тільки України, але й Молдови, Сербії. Опрацювання матеріалу меотичних відкладів Сербії дало змогу встановити новий рід анодонтіл, який раніше помилково залучали до уніонід.

У дослідженнях П.Ф. Гожики стратиграфія, крім фундаментального, має чітке практичне спрямування як прогностичний інструмент, що

використовується у процесі пошуків, розвідки і розробки родовищ для визначення першочергових і пріоритетних геологорозвідувальних робіт, наукового обґрунтування перспектив мінерально-ресурсної бази України.

Під керівництвом вченого виконано дослідження з детальної геологічної будови родовищ різних корисних копалин, зокрема, газових, газоконденсатних і нафтових родовищ Чорного й Азовського морів і прилеглих структур Кримського півострова. Під час моделювання родовищ Одеського та Безіменного на шельфі Чорного моря визначено низку біо-, літо-, сейсмографічних палеонтологічних, палеоседиментологічних критеріїв для виявлення стратиформних пасток покладів. Доведено, що основні перспективи на цих родовищах пов'язані з об'єктами палеогену, а основні напрями опошукування, розвідки – з акумулятивними тілами, що приурочені до конседиментаційних палеогенових продуктивних носіїв Одесько-Осетровсько-Голіцинської зони. Суттєвим нафтогазоносним резервом є також кліноформи вклинювання верхньоеоценових - нижньоолігоценових відкладів на схилах конседиментаційних палеогенових структур Сулінсько-Тарханкутської прирозломної зони. У західній частині Чорного моря товщі виповнення палеоген-неогенових врізів приурочені до валу Губкіна та встановлених палеоген-неогенових відкладів континентального схилу і глибоководної Чорноморської западини, де закартовано вугленосні структури.

Серед пріоритетних задач регіональних геологічних досліджень, яким приділяв увагу П.Ф.Гожик, є створення стратиграфічних схем нового покоління – більш детальних, ґрунтовних, що відображають новий якісний рівень стратиграфічних досліджень із використанням усього комплексу різних методів з урахуванням їхніх переваг і недоліків. Специфіка стратиграфічних досліджень у нафтогазоносних регіонах полягає в суттєво відмінних методологічних і методичних підходах під час створення стратиграфічних схем. Перш за все, деталізація стратиграфічних схем має системний характер. Виконано процедури удосконалення стратиграфічної класифікації та номенклатури, застосовано комплекс методів стратиграфічних побудов для встановлення багатоієрархічної структури відповідних осадових басейнів. У цьому аспекті академік НАН України П.Ф.Гожик повною мірою виявив свій організаторський, інтелектуальний і творчий талант ученого, що стало значним внеском у розвиток стратиграфії, палеонтології, морської геології.

Під час побудови регіональної стратиграфічної схеми четвертинних відкладів Азово-Чорноморського басейну вчений застосував новий концептуальний підхід, що полягає у використанні комплексу палеонтологічних і непалеонтологічних методів для виділення системи подійно-стратиграфічних критеріїв, які характеризують певні часові проміжки геологічних подій. Для аналізу детальної стратиграфічної будови регіону використано комплекс ортостратиграфічних груп фауни

(молоски, форамініфери, нанопланктон, остракоди, діатомеї). Біостратиграфічне розчленування за різними групами фауни і флори скорельовано за палеоекологічними, клімато-, літо-, цикло-, сейсмографічними, морфоструктурними, гідродинамічними, тектоно-структурними чинниками. Виконано пряму кореляцію за біо-, клімато-, магніостратиграфічними даними зі стратонами Міжнародної стратиграфічної шкали, а також, опосередковано, зі Середземноморською шкалою.

П.Ф. Гожик як голова Національного стратиграфічного комітету є організатором і співорганізатором робочих нарад та керівником і виконавцем численних програм і проєктів (установи Геологічної служби України), всеукраїнських та міжнародних наукових конференцій.

П.Ф. Гожик був президентом Українського палеонтологічного товариства, 40-річний ювілей якого відзначено в 2017 р. У складі Українського палеонтологічного товариства шість відділень, які є інтегруючим осередком наукової, науково-організаційної та практичної діяльності з різноплановою тематикою із проблем палеонтології та стратиграфії. Основним завданням Товариства є пропаганда нових найбільш важливих і актуальних напрямів палеонтолого-стратиграфічних досліджень із відповідними рекомендаціями геологічним установам щодо їхнього впровадження у практику геологічних робіт. За його ініціативи та безпосередньої участі як автора, головного редактора видано матеріали щорічних сесій Палеонтологічного товариства та результуючу наукову збірку «Палеонтологічне товариство України» (2018), де висвітлено історію створення, персоналії та напрями діяльності усіх відділень і палеонтологів України.

Велику увагу як головний редактор і співавтор вчений приділяв створенню узагальнювальних робіт із вивчення стратиграфії та палеонтології. За його ініціативи опубліковано фундаментальні праці:

«Стратиграфічний кодекс України», що є узагальнюючим зведенням правил і наукових критеріїв які визначають базу державного геологічного картування, пошуків, розвідки, експлуатації корисних копалин і проведення різних геологічних робіт в Україні.

«Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України» є узагальненням з теоретичного обґрунтування та прикладного застосування стратиграфії верхньопротерозойських і фанерозойських відкладів України. За аналізом наявного фактичного матеріалу наведено просторово-часове поширення та різнорангову детальну стратифікацію рифейських, вендських, палеозойських, мезозойських, кайнозойських відкладів України. Розглянуто теоретичні передумови, можливості практичного застосування різних методів стратиграфії (біо-, літо-, сейсмо-, цикло-, магніостратиграфічного). Розроблено критерії стратиграфічних побудов за різними методами, серед яких чільним регулятивним чинником є зонування і кореляція за різними макро-, мікрофауністичними та

флористичними групами. Особливу увагу приділено кореляції місцевих, регіональних і глобальних підрозділів. Показано співвідношення різних категорій стратиграфічних підрозділів із Міжнародною стратиграфічною шкалою. Згідно з розробленими принципами районування території України, для всіх систем створено місцеві, регіональні та кореляційні схеми.

Інформація про академіка НАН України П.Ф. Гожика докладно наведена у науково-інформаційному виданні «Бібліографія вчених України» «Петро Феодосійович Гожик» (укладач і редактор С.Б. Шехунова), а також у публікаціях:

1. Випробування Антарктидою / Андрієнко І. // Старт. 1983. № 8 (581). С. 18-19.
2. Постанова ЦК Компартії України і Ради Міністрів Української РСР «Про присудження Державної премії Української РСР в галузі науки і техніки 1989 року». (За працю «Геологія шельфу УРСР» у 8-ми т., видану упродовж 1981-1987 рр.).
3. Указ Президента України «Про присудження Державної премії України в галузі науки та техніки 2000 року». (За цикл робіт «Регіональна океанологія: стан середовища та мінерально-сировинні ресурси Атлантичного, Індійського, Південного океанів та їх морів»).
4. Петро Феодосійович Гожик: (До 60-річчя з дня народження) // Геол. журн. 1997. № 1-2. С. 186-187.
5. Гожик Петро Феодосійович // Хто є хто в Україні: політики, підприємці, військові, науковці, діячі культури, спортсмени. 1997. К.: К.І.С., 1997. С. 106.
6. Інститут геологічних наук НАН України. Гожик Петро Феодосійович // Хто є хто в економіці, культурі, науці Києва. 1999-2000. К., 1999. Т.1. С. 106.
7. Гожик Петро Феодосійович // Київський літопис ХХІ століття: Визначні імена та підприємства України. 2001. С. 364-365.
8. Гожик П.Ф. – голова Національного стратиграфічного комітету // Київський літопис 2002. С. 470.
9. Гожик Петро Феодосійович – директор Інституту геологічних наук НАН України // Київський літопис 2003. С. 90.
10. Гожик Петро Феодосійович // Хто є хто на Рівненщині. Видатні земляки: довідково-біографічне видання. К., 2003. Вип. 1. С. 181.
11. Гожик Петро Феодосійович / Національна академія наук України. Персональний склад. 1918-2003. К.: Фенікс, 2003. С. 121.
12. Випробування Антарктидою: до 10-ліття від початку роботи української науково-дослідної станції «Академік Вернадський» / Новосвітній В. // Хрещатик. 2006. 15 лют. (№ 22). С. 8, 9.

13. Відомі земляки: Гожик Петро Феодосійович // Рівненщина. Новітня історія України / Укр. Академія геральдики, товарного Знаку та логотипу; Укр. Наук. т-во геральдики і вексилотії. К., 2006. С. 211.
14. Українці в Антарктиді: десять років досліджень: Виступ першого директора Українського антарктичного центру, академіка НАН України П. Гожика / Ніколайчук І. // Світ. 2006. Червень (№ 21, 22). С. 3.
15. Гожик Петро Феодосійович / Половка С.Г. // Сто морських геологів України. Київ; Умань: Візаві, 2007. С. 55-57.
16. Петро Феодосійович Гожик / відп. ред.. О.Ю. Митропольський. К.: АРС-ПРИНТ, 2007. 60 с. (Бібліографія вчених України).
17. Гожик Петро Феодосійович / НАН України. Персональний склад. 1918-2008. К.: Фенікс, 2008. С. 27.
18. Петро Феодосійович Гожик / відп. ред. О.Ю. Митропольський. К.: АРС-ПРИНТ. 2012. 80 с. (Бібліографія вчених України).
19. Гожику П.Ф. – 75 років! // Геолог України. 2012. № 4 (40). С. 110-114.
20. Гожик Петро Феодосійович / НАН України. Персональний склад. 1918-2013. К.: Фенікс, 2013. С. 31.

ДО ПРОБЛЕМ СТРАТИГРАФІЇ МЕЗОКАЙНОЗОЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ КАРПАТО-ЧОРНОМОРСЬКОГО СЕГМЕНТУ ТЕТИСУ

**П.Ф. Гожик¹, М.М. Іванік¹, Н.В. Маслун¹, З.Я. Войцицький²;
Н.М. Жабіна¹, О.А. Шевчук¹, А.С. Андрєєва-Григорович¹,
Г.В. Ключина¹, І.С. Супрун¹**

*Інститут геологічних наук НАН України
вул. Олесь Гончара, 55-б, 01054 Київ*

²*Державне геофізичне підприємство «Укргеофізика»
вул. Євгенія Мірошніченко, 10, 03057 Київ*

ivanik_m@ukr.net; zhabinanatalia@gmail.com; hshevchuk@ukr.net;
kliushyna_av@ukr.net; suprun_is@ukr.net

Складна структурно-тектонічна будова геологічних регіонів України з поліфасціальними і циклічними формаціями, різноманітними типами перспективних на вуглеводневі, рудні та нерудні корисні копалини об'єктів, зумовлює необхідність системного забезпечення геолого-розвідувальних робіт і геологічного картування фундаментальною науково-методичною багатофункціональною базовою геологічною основою для господарювання країни. Стратиграфічне забезпечення є головним підґрунтям для з'ясування закономірностей просторово-часового розміщення покладів, їхнього складу та ієрархії.

У рамках удосконалення Державної геологічної карти нового

покоління та виконання численних державних відомчих програм, проєктів з геологічними установами продовжують виконуватись роботи зі створення серійних карт масштабу 1:200 000, 1:100 000 та 1:50 000 України. У пояснювальних записках до виданих аркушів наведено систематизований опис стратифікованих утворень, тектонічної будови, історії геологічного розвитку, закономірностей поширення корисних копалин. Наводиться загальна характеристика геоморфологічної будови, гідрогеології та екологічного стану геологічного середовища відповідних регіонів. У зв'язку з тим, що високопродуктивні поклади у більшості є виробленими, заповнення фонду промислових запасів можливе переважно завдяки довивченню перспективних об'єктів, дорозвідці родовищ, виявленню нових продуктивних стратиграфічних горизонтів. Нагальною стає проблема дорозвідки і відновлення експлуатації існуючих свердловин, що потребує модернізації стратиграфічної основи на нових методологічних і методичних засадах.

Зважаючи, що стратиграфія є підґрунтям й складовою єдиного технологічного циклу від прогнозу, пошуків, розвідки і розробки родовищ до видобутку корисних копалин, зокрема, нафти і газу, основні проблеми визначають, насамперед, необхідність детального літобіостратиграфічного розчленування конкретних розрізів на локальних структурах; встановлення за комплексом методів просторово-часових співвідношень різнофаціальних товщ, стратиграфічних переривів і неузгодженостей та їхнього вікового діапазону; побудови місцевих стратиграфічних схем, зокрема, обґрунтування об'ємів світ, верств, пачок, які мають клиноформну будову і діахронні межі, обґрунтування вікової індексації, кореляції геофізичних маркерів, сеймостратиграфічних горизонтів при дистанційних сейсморозвідувальних 3-D роботах.

Накопичена протягом століть під час геолого-знімальних, пошукових, розвідувальних та експлуатаційних робіт на різні види рудних, нерудних і вуглеводневих копалин величезна інформаційна база потребує теоретичного аналізу, інтегрування, уніфікації результатів просторово-часового розподілу реально існуючих різнорангових породношаруватих систем – стратонів.

У цьому аспекті головними задачами стратиграфічних досліджень є вивчення складу, будови та закономірностей формування стратиграфічних тіл (літолого-фаціальний аспект); розчленування геологічних об'єктів (класифікаційний аспект); встановлення просторово-часового розподілу стратонів (картувальний аспект); визначення часу формування геологічних об'єктів (геохронологічний аспект), реконструкція геологічної історії (геоісторичний аспект). З цією метою вирішується низка фундаментальних і прикладних проблем стратиграфії. Усі стратиграфічні побудови враховували фаціальні особливості, батиметричну, морфоструктурну, тектонічну, геодинамічну диференціацію осадового басейну.

Особливо важливою є розробка за характерними групами фауни і флори зональних біостратиграфічних шкал, які слугуватимуть основою для обґрунтування різнорангових кореляцій, побудови формаційних і седиментологічних моделей та схем продуктивних товщ.

Для вирішення цих проблем в Інституті геологічних наук створено неформальний колектив різнопрофільних фахівців різних установ: Інститут геологічних наук НАН України (П.Ф. Гожик, В.М. Семененко, М.М. Іванік, Н.В. Маслун, Н.М. Жабіна, А.С. Андреева-Григорович, Г.В. Ключина, О.А. Шевчук, С.А. Люльєва, І.С. Супрун); Державне геофізичне підприємство «Укргеофізика» (З.Я. Войцицький); Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України (О.М. Гнилко, С.Р. Гнилко, О.В. Анієєва); ДП НАК «Надра України» «Західукргеологія» (Д.В. Мачальський, В.А. Ващенко); Навчально-науковий інститут «Інститут геології» Київський національний університет імені Тараса Шевченка (О.М. Іванік); НАК «Нафтогаз України» (Л.М. Якушин); Університет Найробі, Кенія (Д.Д. Вага). Крім того, залучалися й аналізувались публікації [1, 4-8, 21, 24, 26], договірні звіти окремих фахівців, проекти і програми виробничих геологічних установ.

Цим колективом обґрунтовано геологічну будову зони зчленування Тетичної та Північно-Атлантичної (бореальної) провінцій і визначено стратиграфічні критерії нафтогазоносності й рудоносності Карпато-Чорноморського сегменту Тетису в межах України. Виконано масштабні роботи зі стратиграфічного обґрунтування поверхневого і глибинного картування мезо-кайнозойських відкладів території України. Проведено аналітику різнорангових породних систем за різними методами – літо-, біостратиграфічними, морфоструктурним, тектонічним (тектоно-фаціальний аналіз), геодинамічним, седиментологічним, екологічним та подійної стратиграфії. Ці всі роботи виконано згідно зі створеною системною методологією [13, 14, 16, 22, 23, 25], ключовою аналітичною одиницею якої є *стратон – складна багатofакторна система в якій зафіксовано усі історико-генетичні чинники процесів і подій, що відтворюються різними методами (літологічними, палеонтологічними, геолого-геофізичними).*

Упроваджено системний підхід до характеристики розрізів як відкритих поверхонь (відслонень), так і закритих територій (розрізи свердловин). Під час зйомки, картування розрізів в окремих відслоненнях ми спостерігаємо тільки фрагменти потужних формаційних комплексів і тому виділені окремі фрагментарні частини місцевих стратонів у ранзі товщ, пачок, верств чітко прив'язані до стратонів більш високого рангу, наведено їхнє стратиграфічне положення й обґрунтовано вік за наявними орто- і парастратиграфічними групами фауни та флори. Це, як правило, уніфіковані різнорангові стратони, які мають бути кореспондентними, термінологічно-зрозумілими і повинні вживатись під час усіх видів

геологічних робіт – зйомки, розвідки рудних, нерудних корисних копалин у нафтогазовій геології.

Для закритих територій, крім біо-літо-стратиграфічної характеристики розрізів, застосовано геофізичну інформацію – дані стандартного каротажу, метод побудови базисних сейсмопрофілів, на яких відображено цілісну 2D геологічну будову регіонів та окремих структур. Це робить виконані дослідження актуальними, зважаючи на те, що тепер широко застосовуються геоінформаційні системи – 2D та 4-вимірні геологія, яка дає змогу моделювати динаміку геологічних процесів з використанням різноманітних даних зі стратиграфії, палеонтології, палеогеографії, палеоекології та інших напрямів геологічних досліджень. А це, у свою чергу, потребує створення бази даних, у яких зосереджена інформація, максимально наближена до реальних геологічних процесів.

Охарактеризовано вплив на стратиграфічну структуру тектонічних чинників, особливо розломно-блокової тектоніки. Жодна тектонічна карта не є конденційною та досконалою без детального стратиграфічного підґрунтя. Проаналізовано також морфоструктурні, геодинамічні, седиментологічні, циклостратиграфічні, формаційні, вулканогенні (підводні, грязьові) критерії, флюїдогенні деформації, процеси підводних зсувів різної генези, течій, конусів виносу, турбідито-каньйонні та виявлені численні перериви. Встановлені нами локальні та регіональні перериви показані на стратиграфічних схемах [3, 10-12].

Перериви виокремлено у конкретних розрізах на сейсмопрофілях, але проблемним є встановлення їх у дискретних точках (окремі відслонення, свердловини). Найсуттєвіші перериви простежуються в зонах геоморфологічно виражених палеопідняттях як локальних, так і регіональних. У відслоненнях розрізи, як правило, неповні, а переважна більшість седиментаційних комплексів містить приховані перериви – діастеми. Також встановлено і охарактеризовано перериви в зонах розвитку олістостром, кліноформ, підводного розмиву під дією підводних течій і процесів підводно-зсувних, гравітаційних, відриву. Проаналізовано важливий стратиграфічний чинник – відклади потужних конусів виносу прарічок (пра-Дунаю, палео-Дністра, палео-Дніпра, палео-Дону-Кубані), в яких встановлено різнорангові перериви, неузгодженості. Локальний характер переривів обумовлений невеликими водними потоками (контурами та стратиформними придонними течіями), ерозійними врізами. З різними морфоструктурними елементами річкових систем пов'язані пастки вуглеводнів. Найбільші нафтові родовища приурочені до маргінальних частин конусів виносу (наприклад, Долина у Карпатах, єдине нафтове родовище на причорноморському шельфі Субботіна) [17]. За стратиграфічними чинниками прогнозовано можливість відкриття на континентальному схилі Західно-Чорноморської западини крупного вуглеводневого родовища Британське (маргінальна частина конуса виносу

пра-Дунаю) та Паласа (маргінальна частина конуса виносу пра-Кубані). Встановлено чіткий циклічний характер аноксидних подій у відкладах мезо-кайнозою.

Наявність олістостром, кліноформ викликає значну мішанину і похибки в розчленуванні та датуванні віку розривів через те, що у цих породах міститься багато перевідкладених палеонтологічних решток, особливо мікрофауни, що часто призводить до помилкового визначення віку відкладів. Тому у процесі детальної стратифікації розривів як значний регулятивний чинник розчленування, встановлення віку та кореляції за біостратиграфічними ознаками враховували вміст органічних решток *in situ* і перевідкладених у літологічно-фаціальній одноманітних різновікових відкладах, якими є формаційні породношаруваті системи палеогену, неогену та четвертинних відкладів.

Побудовано різнорангові стратиграфічні, седиментаційні моделі та схеми мезо-кайнозою нафтогазоносних регіонів України – Західного (Передкарпатський прогин, Складчасті Карпати, Закарпаття) та Південного (Причорномор'я, Крим, Азово-Чорноморська акваторія). У цих моделях відображено детальну стратиграфічну будову, встановлено стратиграфічні критерії прогнозування вуглеводнів, виконано аналіз потужностей, визначено морфологію, літологічний склад, стратиграфічне положення, циклічність осадконакопичення мезо-кайнозою у нафтогазоносних регіонах України [2, 3, 10, 12, 15]. У схемах відтворено вплив на стратиграфічну структуру біо-літо-фаціальних, геоморфологічних, структурно-тектонічних, седиментологічних, сейсмостратиграфічних, геодинамічних і кліматичних чинників. Виконано біозонування відкладів за макро- та мікрофосиліями (форамініферами, нанопланктоном, диноцистами, тинтинідами, спонгіомікрофосиліями) [20]. Наведено стратиграфічні рівні переривів і неузгодженостей, обґрунтовано їхнє прогнозне значення. У низці прогнозних критеріїв перспектив нафтогазоносності [10, 12], серед яких – тип геотектонічного режиму, розподіл розривних дислокацій в осадовій товщі, просторово-часове розміщення нафтогазоносності тощо. Зокрема, літолого-стратиграфічний критерій є досить вагомим фактором з'ясування закономірностей розміщення покладів корисних копалин. За стратиграфічними критеріями виділено прогнозні реперні рівні продуктивних горизонтів, пасток, покладів, з якими пов'язані промислові, непромислові поклади газу та нафти [9, 10-12]. Суттєвою критеріальною ознакою значних перспектив нафтогазоносності визначено кореляційну ідентифікацію (стратиграфічну, формаційну, седиментологічну, геодинамічну, а також крайових прогинів) у межах Альпійського нафтогазового поясу, зокрема, Карпатського, Азово-Чорноморського, Кавказького, Каспійського регіонів [11, 19].

Стратиграфія, крім фундаментального, має чітке практичне спрямування. Основним завданням прикладної геології є координація

наукового супроводу з обґрунтування геологічної будови докембрію і фанерозою України, де стратиграфія є чільною складовою, а експертні висновки є обов'язковими при затвердженні програм робіт надрокористувачів із прогнозування, пошуків, розвідки, розробки та видобутку корисних копалин, при проведенні аудитів, видачі ліцензій та інших законодавчих актів. Вирішення цього завдання, зокрема в тематиці прикладного напрямку, має особливо важливе значення, враховуючи сьогоденний надзвичайний стан в Україні, коли згідно з програмою «Енергетичної стратегії України на період до 2030 року», яка ухвалена Кабінетом міністрів України (наказ від 24 липня 2013 року № 1071/р.), передбачено інтеграцію програм із фундаментальних та прикладних досліджень НАН України (зокрема, відділення наук про Землю) з планами робіт геолого-розвідувальних, видобувних підприємств Міністерства екології та природних ресурсів, Міністерства палива й енергетики, НАК «Нафтогаз України», Укргазвидобування та ін.

Сучасний етап стратиграфічних досліджень території України перебуває на стадії фундаментального узагальнення. Про це свідчить завершення комплексу робіт зі стратиграфії докембрію і фанерозою України [20]. Наявність апробованих стратиграфічних схем практично всієї території України, що відображені в публікаціях, демонструє їхнє комплексне системне застосування для вирішення геологічних завдань теоретичного і прикладного спрямування. Для цього створено низку нормативних документів зі стратиграфії, зокрема, Стратиграфічний кодекс України (СКУ) [18, 27, 28].

Розроблено фундаментальні та прикладні засади стратиграфії, які викладені у виданні «Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України. Т.1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України» [20]. Це видання не має аналогів і є величезною базою знань для якісного розвитку стратиграфії шляхом створення баз даних, інформаційно-пошукових систем, застосування комп'ютерних алгоритмів стратифікації розрізів, багатовимірної статистики й евристичного моделювання.

1. *Petro Gozhik, Maryna Komar, Maria Lanczontc, Stanislaw Fedorowicz, Andriy Bogucki, Przemyslaw Mroczek, Sergiy Prylypko, Jaroslaw Kusiak.* Paleoenvironmental history of the Middle Dnieper Area from the Dnieper to Weichselian Glaciation: A case study of the Maksymivka loess profile. *Quaternary International*. Vol. 334-335, 17 June 2014. P. 94-111.
2. *Petro Gozhik, Vladimir Semenenko, Aida Andreyeva-Grigorovitch, Ninel Maslun* The correlation of the Neogene of Central and Eastern Paratethys segments of Ukraine with the International Stratigraphic Chart based on planktonic microfossils. *Geologica Carpatica*, June 2015, 66, 3. P. 235-244.

3. *Gozhyk P.F., Maslun N.V., Ivanik Ye.M., Kliushyna G.V.* Stratigraphy of Paleogene, Neogene and Quaternary deposits in the Black Sea oil-gas province of Ukraine // Стратиграфія і седиментологія нафтогазоносних басейнів. 2011. № 2. С. 15-31.
4. *Атлас родовищ нафти і газу України / гол. ред. М. М. Іванюта: у 6 т.: IV-V т. Західний нафтогазоносний регіон України; VI т. Південний нафтогазоносний регіон України.* Львів: Центр Європи, 1998.
5. *Балуховський Н.Ф.* Геологические циклы. К.: Наук. думка, 1966. 168 с.
6. *Бубнов С.Н.* Основные проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1960. 234 с.
7. *Геология шельфа УССР. Литология [Е.Ф. Шнюков, В.И. Мельник, Ю.И. Иноземцев и др.].* К.: Наук. думка, 1985. 192 с.
8. *Геология шельфа УССР. Стратиграфия [Т.В. Астахова, С.В. Горак, Е.Я. Краев и др.].* К.: Наук. думка, 1984. 184 с.
9. *Гожик П.Ф.* Комплексний моніторинг, оцінка та прогнозування динаміки стану морського середовища та ресурсної бази Азово-Чорноморського басейну в умовах зростаючого антропогенного навантаження та кліматичних умов. Вісн. НАН України. № 8. 2016. С. 26-38.
10. *Гожик П.Ф., Багрий І.Д., Войцицький З.Я., Гладун В.В., Маслун Н.В., Знаменська Т.О., Аксьом С.Д., Ключина Г.В., Іванік О.М., Ключко В.П., Мельничук П.М., Палій В.М., Цьоха О.Г.* Геолого-структурно-термоатмогеохімічне обґрунтування нафтогазоносності Азово-Чорноморської акваторії. К.: Логос, 2010. 419 с.
11. *Гожик П.Ф., Іванік М.М., Андрєєва-Григорович А.С., Маслун Н.В., Ключина Г.В., Войцицький З.Я., Мачальський Д.В.* Стратиграфія, кореляція майкопських відкладів Карпатсько-Чорноморського сегменту Паратетису // Геологія і корисні копалини Світового океану. 2015. № 3. С. 5-28.
12. *Гожик П.Ф., Іванік М.М., Іщенко І.І., Маслун Н.В., Плотнікова Л.Ф., Якушин Л.М.* Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря. К., 2006. 171 с.
13. *Гожик П.Ф., Іванік М.М., Маслун Н.В., Ключина Г.В.* Методологія створення стратиграфічних схем осадових басейнів нафтогазоносних регіонів України // Геол. журн. 2013. № 1. С. 7-19.
14. *Гожик П.Ф., Іванік О.М., Маслун Н.В., Войцицький В.Я., Андрєєва-Григорович А.С., Жабіна Н.М.* Методологія системного стратиграфічного аналізу як основа відтворення геосфери осадових басейнів нафтогазоносних регіонів України. Проблеми обґрунтування регіональних стратонів фанерозою України. К., 2016. С. 87-89.
15. *Гожик П.Ф., Іванік О.М., Маслун Н.В., Ключина Г.В.* Стратиграфія четвертинних відкладів Азово-Чорноморського басейну // Геологія і корисні копалини Світового океану. 2016. № 4. С.3-37.

16. *Гожик П.Ф., Іванік, М.М., Маслун Н.В.* Створення різнорангових стратиграфічних моделей та стратиграфічні критерії прогнозування вуглеводнів нафтогазоносних регіонів України. Сучасні проблеми нафтогазової галузі України. К., 2016. С. 22-35.
17. *Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Войцицький З.Я., Іванік М.М., Ключина Г.В.* Стратиграфічна будова кайнозойських відкладів прикерченського шельфу та Східно-Чорноморської западини // Геол. журн. 2010. № 1. С. 7-41.
18. *Гожик П.Ф., Пономаренко О.М., Маслун Н.В., Сукач В.В.* Національний стратиграфічний комітет України // Геол. журн. 2020. № 3. С. 71-80.
19. *Гожик П.Ф., Семененко В.М., Маслун Н.В., Андреева-Григорович А.С.* Кореляція регіоярусів неогену центрального і східного Паратетису (України, Росії, Азербайджану, Грузії) з Міжнародною стратиграфічною шкалою // Геолог України. 2013. № 2. С. 36-60.
20. *Гожик П.Ф., Семененко В.М., Маслун Н.В., Полетаєв В.І., Іванік М.М., Міхницька Т.М., Великанов В.Я., Мельничук В.Г., Константиненко Л.І., Кір'янов В.В., Цегельнюк П.Д., Котляр О.Ю., Берченко О.І., Вдовенко М.В., Шульга В.Ф., Немировська Т.І., Щеголев О.К., Бояріна Н.І., П'яткова Д.М., Плотнікова Л.Ф., Лецих Р.Й., Жабіна Н.М., Шевчук О.А., Якушин Л.М., Анікеєва О.В., Веклич О.Д., Приходько М.Г., Тузяк Я.М., Матлай Л.М., Доротяк Ю.Б., Шайнога І.В., Клименко Ю.В., Гоцанюк Г.І.* Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України: у 2 т. Т. 1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України. К.: Логос, 2013. 637 с.
21. *Есипович С.М.* Цикличность геологических процессов в формировании земной коры (на примере нефтегазоносных регионов Украины): дис. д-ра геол. наук. К.: ИГН НАН Украины, 2004. 298 с.
22. *Іванік М.М.* Палеогеновая спонгеофауна Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов. К., 2003. 201 с.
23. *Іванік М.М., Маслун Н.В.* Кремнистые микроорганизмы и их использование для расчленения палеогеновых отложений Предкарпатья. К.: Наук. думка, 1977. 120 с.
24. *Лукин А.Ю.* Литогеодинимические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах. К.: Наук. думка, 1997. 224 с.
25. *Маслун Н.В.* Агглютинирующие фораминиферы нижнетретичных отложений внутренней зоны Предкарпатского прогиба и их значение для выяснения условий осадкообразования: автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. К., 1973. 23 с.
26. *Мороз С.А.* Історія біосфери Землі. Навч. посіб. Кн. 1, Кн. 2. К.: Заповіт, 1996. 850 с.

27. *Стратиграфічний кодекс України* / відп. ред. П.Ф. Гожик. 2-ге вид. К., 2012. 66 с.
28. *Стратиграфічний кодекс України*. К., 1997. 39 с.

УДК 549.623:550:548.4 (262.5+477.9)

Світлій пам'яті професора О. В. Чепіжка присвячується

**ГЛИНИСТІ МІНЕРАЛИ ДОННИХ ВІДКЛАДІВ ПЛОЩІ
«ПРАДНІПРОВСЬКА» ЯК ІНДИКАТОР ГЛИБИННИХ ФЛЮЇДНИХ
ПОТОКІВ (ПІВНІЧНО-ЗАХІДНИЙ ШЕЛЬФ ЧОРНОГО МОРЯ,
УКРАЇНА)**

**І. М. Наумко¹, В. М. Кадурін², В. В. Янко², І. М. Зінчук¹,
Я. В. Яремчук¹, С. В. Кадурін², Ю. А. Белецька¹, Л. Р. Редько¹,
Г. О. Занкович¹, О. С. Дікол²**

¹*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів*
iggk@mail.lviv.ua, naumko@ukr.net

²*Одеський національний університет ім. І.І. Мечникова, Одеса*
vl.kadurin@gmail.com, valyan@onu.edu.ua

Значні перспективи й водночас низьке використання вуглеводнів українського шельфу Чорного моря були і залишаються актуальною проблемою останніх десятиліть. Хоча геологічна будова регіону, незважаючи на наявні дискусійні елементи, добре вивчена [1], прогнозно-пошукові та, особливо, геологорозвідувальні роботи у його межах ще не набули необхідного розвитку. Під глибоке буріння тут підготовано понад 30 структур, розбурено й отримано припливи вуглеводнів із відкладів на 9 структурах, а експлуатуються лише 3. Це свідчить про низьку ефективність пошукових робіт, пов'язану з недостатньою розробкою методологічних прийомів пошуків у морських акваторіях, особливо під час входження в практику геологорозвідувальних робіт концепції глобального флюїдогенезу (флюїдогенного походження покладів вуглеводнів) [3–8, 15]. Геологічна модель формування родовищ вуглеводнів у рамках цієї концепції – це фактично сформована літофлюїдотермодинамічна система [9], яка є джерелом постачання нафтогазових компонентів (радикалів). Вона включає основний канал флюїдопотоків, утворений і наявний у вигляді «труб дегазації» та менших трубок проникнення по тріщинах в консолідованих шарах літосфери. У зонах розломів фіксується підвищена проникність і зміна структури порід у тренді розсуцільнення, що сприяє дегаційним процесам. Міграція вуглеводнів відбувається знизу догори, і

родовище заповнюється по всій системі акумулювальних структур і колекторів.

У контексті дослідження нових методичних підходів авторами запропоновано концепцію комплексного дослідження у вигляді векторно-рангової кореляції геологічної інформації [11], а в її розвиток розроблено методику спрямовано-рангової кореляції геолого-геофізичної інформації [12–14]. До рангів, які збільшують чутливість у напрямі до вуглеводневого покладу, залучено інформацію з: а) геофізики та структурної геології, б) літології та стратиграфії осадових товщ, виділених як перспективні ділянки, в) грязевого вулканізму і сипів, г) геохімічних особливостей донних осадків, д) мінералогії донних осадків на перспективних ділянках, е) розподілу мейобентосних організмів над «трубами дегазації», є) ізотопних маркерів над ними. Для фіксації виходів на поверхню дна флюїдних глибинних потоків велике значення має мінералогічний ранг, за яким генетична інформація зберігається у вигляді стійких типоморфних ознак, як у газово-рідинних включеннях у мінералах [10], так і в кристалічній структурі глинистих шаруватих індивідів у вигляді входження реліктів флюїду в їхні міжшарові простори.

Перспективну площу «Прадніпровська», а в її межах – чотири локальні купольні структури (а) Прадніпровська; б) З'їздівська; с) Дністровська; д) Геохімічна) було виділено у плитководній частині північно-західного шельфу Чорного моря (глибини до 40 м) завдяки комплексу раніше виконаних геофізичних робіт. При цьому основними сейсмічними дослідженнями слід вважати роботи, виконані наприкінці 80-х років ДДП «Одесморгео» (ГСЗ), і регіональні дослідження, виконані англійською фірмою *Western Geophysical* («Вестерн Геофізікел») (МВХ ЗГТ). На підставі цих даних побудовано геолого-геофізичну карту-схему обраної площі М 1:100 000. Заплановане глибинне буріння передбачало проходження тут трьох свердловин із глибиною понад 3000 м, з яких у 1994 р. пробурили тільки свердловину 2-Прадніпровську. Через помилкове віднесення порід на вибої свердловини до палеозою буріння зупинили, не досягнувши проєктної глибини 3200 м і не розкривши проєктного горизонту – утворень девону-карбону. Розкриті в інтервалі 2211–2375 м (вибій) породи (вапняки з прошарками мергелів і алевритистих аргілітів) ідентифіковано як відклади титонського ярусу верхньої юри [2]. Незважаючи на неповноту виконання геологічного завдання, вдалося здійснити геолого-геофізичний аналіз інформації та перевести часові в сейсмічні розрізи, а також виділити в межах модельної ділянки лінзи піщаних порід верхньої юри. Водночас інтерпретація профілів «*Western Geophysical*» дала змогу визначити ділянки, імовірно пов'язані з вертикальною міграцією флюїдів. Комплексна інтерпретація інформації латерального й горизонтального положення сприяла відображенню на поверхні дна каналів висхідного потоку флюїдів і наданню їхньої проєкції.

Здійснивши за матеріалами раніше проведених геофізичних робіт і буріння параметричних свердловин відповідну інтерпретацію, ми отримали геолого-геофізичні розрізи по фрагментах низки регіональних геофізичних профілів, виконаних англійською геофізичною фірмою *Western Geophysical* на сучасних багатоканальних сейсмічних станціях. На профілях чітко видно області порушення проходження сейсмічних хвиль, які залучено до «труб дегазації» [12]. Проведена нами в 2017–2018 рр. газова зйомка поверхні дна підтвердила це припущення. До речі, контури виходу «труб дегазації» на поверхню дна практично збігаються з контурами перспективних структур, виділеними українськими геологами.

Це становить підґрунтя для вибору перспективної площі «Прадніпровська» як еталонної для відпрацювання методики спрямовано-рангової кореляції геолого-геофізичної інформації, у нашому конкретному випадку в частині, що стосується мінералогічного рангу, оскільки в її межах за нашої участі було здійснено два рейси НДС «Искатель» у 2016 і 2017 роках та отримано оригінальний фактичний матеріал, насамперед з мінералогії. Зокрема, за трьома профілями відібрали 46 проб донних осадків, а опорним визначили 14-й профіль, за яким відібрано 22 проби.

Звідси випливає мета дослідження – розробка одного з прогнозних критеріїв – мінералогічного як фіксатора зміни кристалічної структури глинистих мінералів донних осадків площі «Прадніпровська» під час проходження через них глибинних вуглеводневих флюїдів.

Вивчення мінералогічної та літолого-петрографічної складової відкладів виконали із застосуванням мінералогічного і рентгенодифрактометричного методів.

Мінералогічний аналіз провели з виділенням фракцій 0,25 і 0,1 мм та визначенням як літологічних особливостей донних відкладів, так і мінеральних видів. Мінеральний склад відкладів – тонколускуваті агрегати гідрослюди, монтморилоніту, хлориту, каолініту, в яких як домішка трапляється алевритовий уламковий матеріал (5–10 %), головню, гострокутні зерна кварцу, польового шпату. Спорадично, у незначній кількості, наявні польові шпати й тонкі лусочки мусковіту, аутигенні глауконіт і пірит.

Рентгенодифрактометричний аналіз виконали на дифрактометрі АДП-2.0, Fe Ka випромінювання, Mn-фільтр. Умови зйомки: $I = 14 \text{ mA}$, $U = 34 \text{ kV}$, швидкість руху лічильника 2 град/хв (аналітик Я.В. Яремчук, ІГГК НАН України). Для кожного зразка проводили додаткові випробування у вигляді обробки проби 10 % розчином соляної кислоти (HCl) і прожарювання зразка за температури 550 °С з експозицією протягом 1 год. Зразки після випробувань повторно вивчали на дифрактометрі.

У результаті встановлено, що глиниста фаза осаду достатньо однорідна та складається з гідрослюд, монтморилоніту, каоліну, хлориту і

мінералів з порушеною структурою. Поряд із тим, ступінь досконалості кристалічних структур різний, що добре видно під час розподілу рентгенограм за групами мінералів і характером графіку. На окреслених засадах діагностичні рентгенограми можуть бути розподілені на 5 груп, кожна з яких відрізняється співвідношенням стійких мінеральних фаз (монтморилоніт, гідрослюда, каолін, хлорит) і нестійких (хлорит, який набухає, змішані фази і фази з порушеною кристалічною структурою). Наголосимо, що власне стійкість фаз оцінювали прожарюванням до 550 °С протягом години, обробкою етиленгліколем, обробкою 10 % соляною кислотою, тому після кожного випробування проводили нову рентгенографію.

За даними основних і додаткових випробувань та зіставлення всіх отриманих даних побудовано узагальнені графіки рентгенодифрактометричних аналізів глинистих мінералів [12].

Мінеральний склад кожного із окреслених / шаблонних зразків відрізняється як за основними мінералами, так і за домішками. Так, *Gr-A* відрізняється неупорядкованою змішано-шаруватою фазою різних мінералів – хлорит-монтморилоніт, гідрослюда-монтморилоніт, кварц, польовий шпат як домішки. У зразках *Gr-B* і *Gr-E* як домішки визначено кварц, польовий шпат, при цьому як основні в *Gr-E* встановлено близьку до упорядкованої змішано-шарувату фазу, що включає хлорит-монтморилоніт, гідрослюда, хлорит і каолініт. Для зразків *Gr-C* характерна наявність у групі основних мінералів хлориту, а в *Gr-B* – каолініту. Зразки *Gr-D* складаються з кількох основних мінералів: монтморилоніт, гідрослюда, хлорит і каолініт; як домішку встановлено неупорядковану змішано-шарувату фазу хлорит-монтморилоніту. Такий порядок формування мінерального складу, можливо, зумовлений різницею впливу флюїдогенних потоків на фоні різних літофаціальних характеристик осадків.

У підсумку на опорний 14-й профіль площі «Прадніпровська» винесено мінералогічні дані та результати дегазації проб. Їхнє зіставлення і порівняльний аналіз показали, що рентгенограми першої групи (*Gr-A*) розташовуються в місцях максимальної дегазації та в контурах «труб дегазації», друга і третя групи (*Gr-B*, *Gr-C*) збігаються з крайовими частинами виходів флюїдного матеріалу на поверхню дна, а четверта і п'ята групи (*Gr-D*, *Gr-E*) характеризують проби поза вірогідними областями руху флюїдів.

З матеріалів аналізу розподілу газів на дні моря у межах площі «Прадніпровська» вимальовується така цікава картина.

У «трубі дегазації» під час руху (міграції) газів унаслідок фракціонування формується випереджувальна хвиля метану та його найлегших гомологів, причому в центрі фіксуються найлегші (метан), потім важчі (етан, пропан і бутан), надалі – такі ізомери як ізобутан та

ізопентан (зрозуміло, що їхнє переміщення утруднюється наявністю в них нелінійної структури). А потім фігурують рідкі вуглеводні нафтового ряду. Все це добре відображається у поширенні специфічних біоценозів мейобентосу [16]. Водночас глинисті мінерали, особливо монтморилоніт і хлорит, добре сорбують вуглеводневі гази (метан і його гомологи) з утворенням змішано-шаруватих нестабільних фаз, які надалі легко руйнуються під час фізичного та хімічного впливу. Це свідчить про зміну кристалічної структури глинистих мінералів донних осадів під час проходження через них глибинних вуглеводневих флюїдів.

Отже, структурно-змінені глинисті мінерали фіксують міграцію глибинного флюїдного потоку і в комплексі стають надійною пошуковою ознакою вуглеводневих покладів.

1. *Гожик П. Ф., Чабаненко І. І., Євдошук М. І., Крупський Б. Л., Гладун В. В.* Нафтогазоперспективні об'єкти України. Наукові і практичні основи пошуків родовищ вуглеводнів на північно-західному шельфі Чорного моря. Київ; Львів, 2007. 232 с.
2. *Дулуб В. Г., Лещух Р. Й., Мельничук П. М., Полухтович Б. М., Туркевич Є. В.* Юрські відклади північно-західного шельфу Чорного моря // Геологія і геохімія горючих копалин. 1999. № 4 (179). С. 101–110.
3. *Калюжний В. А.* Основы учения о минералообразующих флюидах. К.: Наук. думка, 1982. 240 с.
4. *Коболев В. П.* Структурно-тектонические и флюидо-динамические аспекты глубинной дегазации мегавпадины Черного моря // Розробка родовищ: зб. наук. пр. 2017. Т. 11, вип. 1. С. 31–49.
5. *Лукин А. Е.* Система «суперплюм – глубокозалегающие сегменты нефтегазоносных бассейнов» – неисчерпаемый источник углеводородов // Геол. журн. 2015. № 2. С. 7–20.
6. *Наушко І. М.* Флюїдний режим процесів мінералогенезу породно-рудних комплексів України (за включеннями у мінералах типових парагезисів): автореф. дис. д-ра геол. наук. Львів, 2006. 52 с.
7. *Наушко І. М.* Мінералофлюїдологія і прогнозування вуглеводненасиченості надр // Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування: матеріали VI міжнар. наук.-практ. конф. (Трускавець, 7–11 жовтня 2019 р.). К.: ДКЗ України, 2019. Т. 1. С. 416–421.
8. *Наушко І. М.* Мінералофлюїдологія та синтез і генезис природних вуглеводнів у надрах Землі // Геофиз. журн. (Geophys. Journ.). 2020. Т. 42, № 4. С. 72–96. DOI: <https://doi.org/10.24028/gzf.0203-3100.v.42i4.2020.10673>.
9. *Наушко І.* Про літофлюїдотермодинамічну систему в геології і геохімії // Геологія і геохімія горючих копалин 2019. № 2 (179). С. 28–36.

10. *Наушко І. М., Кадурін В. М., Янко В. В., Зінчук І. М., Сахно Б. Е., Кадурін С. В., Какаранза С. Д., Дікол О. С.* Глибинна природа вуглеводневого флюїду на шельфі Чорного моря за включеннями в аутигенних мінералах // Геологічна наука в незалежній Україні: зб. тез наук. конф. (Київ, 8–9 вересня 2021 р.) / НАН України; Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка. К., 2021. С. 68–71. **ISBN 978-966-02-9663-3 (електронне видання).**
11. *Чепіжко О. В., Кадурін В. М., Наушко І. М., Сучков І. О.* Фіксація аномалій флюїдогенного потоку в розподілі абіотичних параметрів // Актуальні проблеми та перспективи розвитку геології: наука й виробництво: матеріали VI Міжнар. геол. форуму (ГЕОФОРУМ-2019). –К.: 2019. С. 231–233.
12. *Чепіжко О. В., Янко В. В., Кадурін В. М., Наушко І. М., Шаталін С. М.* Значимість мінералогічного та літолого-петрографічного рангу в ранжуванні геологічної інформації // Мінерал. журн. (Mineral. Journ.). 2020. Т. 42, № 4. С. 33–49. **DOI: <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.04.033>.**
13. *Чепіжко О. В., Янко В. В., Наушко І. М., Кадурін В. М., Шаталін С. М., Шураєв І. М.* Комплексне тлумачення чинників і параметрів продуктивних вуглеводневих структур // Вісн. Одес. нац. ун-ту. Сер.: Геогр. та геол. науки. 2020. Т. 25, вип. 2 (37). С. 289–309. **DOI: 10.18524/2303-9914/2020.2(37).216578.**
14. *Чепіжко О. В., Янко В. В., Кадурін В. М., Наушко І. М., Шаталін С. М.* Досвід застосування експертного аналізу та рангової кореляції при проведенні геолого-прогнозних робіт на вуглеводні (на прикладі шельфу Чорного моря) // Вісн. Одес. нац. ун-ту. Сер.: Геогр. та геол. науки. 2021. Т. 26, вип. 1 (38). С. 232–247. **DOI: 10.18524/2303-9914/ 2021.1(38).234716.**
15. *Шестопалов В. М., Лукин А. Е., Згонник В. А., Макаренко А. Н., Ларин Н. В., Богуславский А. С.* Очерки дегазации Земли. К., 2018. 632 с.
16. *Янко В., Кравчук А., Кулакова И.* Мейобентос метановых выходов Черного моря. Одесса: Фенікс, 2017. 240 с.

ВІДКЛАДИ ЮРСЬКОЇ СИСТЕМИ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНСЬКОГО ПЕРЕДКАРПАТТЯ: СТРАТИГРАФІЯ І ПЕРСПЕКТИВИ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ

Жабіна Н.¹, Анікєєва О.²

¹*Інститут геологічних наук НАН України
вул. Олесь Гончара, 55-б, Київ, 01054
zhabinanatalia@gmail.com*

²*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
вул. Наукова, 3-А, Львів, 79060
geolena@ukr.net*

Відклади юри в межах Українського Передкарпаття поширені на території Передкарпатського прогину та прилеглого краю Східноєвропейської платформи. Вони розкриті бурінням у смузі понад 60 км завширшки від кордону з Польщею на північному заході до кордону з Румунією на південному сході. На денній поверхні відслонюються лише фрагментарні розрізи верхньої юри у басейні р. Дністер. Відклади юрської системи залягають на еродованій поверхні палеозою і перекриваються утвореннями крейдової системи або неогену. Вони становлять окремі структурний поверх, виділений В.В. Глушком у Стрийський юрський прогин [1], для якого характерна асиметрична будова – похиле північне і стрімке південно-західне крила, поступове нарощування повноти розрізу на захід-південний захід. Його осьова частина має субмеридіанальне простягання (не збігається з простяганням Львівського палеозойського прогину та Зовнішньої зони Передкарпатського прогину), а на південному сході занурюється під Карпати.

Відклади юри простягаються субмеридіанально, західною границею їхнього поширення є Краковецький розлом на північному заході, Калуський і Косівський розломи – на південному сході, а східна границя ерозійна та простежена нами на Волино-Поділлі на північ від міст Рава-Руська, Львів, Рогатин, Івано-Франківськ, а на південному сході – на південь від м. Чернівці [12]. Потужності юрських утворень закономірно збільшуються на захід-південний захід – від кількох метрів і десятків метрів на Волино-Поділлі до 2500 м біля Краковецького розлому. На північному заході поширені відклади усіх трьох відділів юри, а на решті території – лише верхньоюрські. За змінами потужностей і розподілом фацій прогнозується наявність цих відкладів під насувними структурами Карпатської системи. Глибина залягання відкладів, як і їхня потужність, поступово збільшується на захід, від відслонень на Дністрі до 2500–3000 м у районі Краковецького розлому та понад 4000–5000 м у піднасуві Карпат.

Первинна структура їх порушена численними розломами, підкидами та насувами внаслідок диз'юнктивних дислокацій [4].

Першими дослідниками цих утворень, які виявив у 1873 р. М. Ломницький у відслоненнях на Дністрі, були польські геологи А. Альт (1881), Ф. Беняш (1887), а продовжили вивчення цих відкладів К. Глажевський, М. Ксенжкевич, Я. Самсонович (1937–1949). Систематичне вивчення юрських відкладів на території Українського Передкарпаття проводили з 1953 р. завдяки розпочатому у повоєнні роки на заході України бурінню великої кількості пошукових і геологорозвідувальних свердловин. Стратиграфію, літологію, палеонтологію, седиментологію цих утворень досліджували з другої половини ХХ ст. О.О. Лещинський, Я.М. Сандлер, Г.П. Ворона, О.С. Вялов, О.М. Анастасєва, В.І. Первакова, В.І. Славін, В.Я. Добриніна, В.М. Утробін, Р.С. Дмитрієва, Л.Г. Даїн, В.Г. Дулуб, А.С. Терещук, А.П. Сень, С.І. Пастернак, Ф.А. Станіславський, А.І. Турутанова-Кетова, В.А. Вахрамєєв, І.М. Ямниченко, П.А. Герасимов, Р.С. Дмитрієва, Л.В. Лінецька, В.С. Буров, М.І. Бурова, В.І. Гаврилишин, Ю.В. Тесленко, І.Б. Вишняков, Ю.Р. Карпенчук, А.С. Пилипчук, Т.С. Ізотова, В.М. Марковський, С.Є. Смірнов, О.В. Самарська, Р.Т. Трушкевич, І.В. Попадюк, М.Є. Огороднік, Н.М. Жабіна та інші фахівці. За понад сторічну історію їхнього вивчення складено близько 20 стратиграфічних схем, які удосконалювались з надходженням нових даних. Сучасна схема стратиграфії юри Українського Передкарпаття [6; 11], затверджена Стратиграфічним комітетом України, є модернізацією стратиграфічних схем В.Г. Дулуб і співавторів [3; 4].

На теперішній час відклади юрської системи, поширені на території Передкарпаття, розглядають у складі двох формаційних комплексів: нижнього теригенного (нижня і середня юра) та верхнього карбонатного (верхня юра).

Теригенний комплекс Стрийського юрського прогину представлений переважно морськими утвореннями Західноєвропейського епіконтинентального басейну. У його складі виділено світи: комарненську (умовно гетанг), борятинську (синемюр), подолецьку (плінсбах), меденицьку (тоар), коханівську (тоар-бат), яворівську (келовей). На периферії поширені озерно-болотні та руслові відклади – сокальська світа (байос-бат). Усі світи представлені нерівномірним перешаруванням аргілітів, алевролітів, пісковиків (комарненська і борятинська), деякі з прошарками вапняків і ангідритів (подолецька), вапняків та вугілля (меденицька), вапняків і гравелітів (коханівська), гравелітів та конгломератів (сокальська), конгломератів, гравелітів, доломітів, вапняків (яворівська). У деяких світах переважають алевроліти (борятинська), пісковики (меденицька), аргіліти (коханівська), пісковики й алевроліти (яворівська). Відклади нижньої юри датовано за віком спорово-пилкових

комплексів і за положенням у розрізі. Вік середньоюрських відкладів визначено за двостулковими моллюсками, форамініферами, комплексами спор і пилку (коханівська світа), амонітами, форамініферами і паліноморфами (яворівська), за відбитками флори та седиментологічними ознаками (сокальська) [8]. Потужності світ нерівномірні: понад 560 м – комарненська, до 295 м – бортятинська, до 1300 м – подолецька, до 600 м – меденицька, до 582 м – коханівська, до 100 м – яворівська, до 60 м – сокальська. Загальна потужність нижнього теригенного комплексу сягає понад 3000 м. За літо- і біостратиграфічними показниками цей комплекс зіставляють із нижньо- і середньоюрськими відкладами Західної Європи, зокрема Польщі, Німеччини, а на рівні середньої юри – також з поширеними в Румунії [4].

Карбонатний комплекс Стрийського юрського прогину представлений рифогенними фаціями Тетичного палеобасейну. У його складі виділено світи, кожна з яких являє собою окрему фацію карбонатного шельфу: рудківська світа – рифова фація оксфорду, бонівська світа – передрифова фація оксфорду, городоцька світа – зарифова фація оксфорду; опарська світа – рифова фація кімериджу – нижнього беріасу, моранцівська світа – передрифова фація кімериджу, каролінська світа (нижня підсвіта) – передрифова фація титону – нижнього беріасу, підлубенська світа – зарифова фація нижнього кімериджу, нижнівська світа – зарифова фація верхнього кімериджу – нижнього титону, буківненська світа – зарифова фація верхнього титону – нижнього беріасу; рава-руська світа – лагунно-евапоритова фація нижнього кімериджу [6; 11]. Рифова фація представлена переважно біогермними вапняками, передрифова – аргілітами й алевролітами з прошарками вапняків і вапнякових брекчій, зарифова – різноманітними мілководними вапняками з прошарками доломітів, аргілітів, подекуди пісковиків і алевролітів, лагунно-евапоритова – перешаруванням доломітів, доломітизованих вапняків, гіпсів, ангідритів, аргілітів, алевролітів, пісковиків, гравелітів та конгломерато-брекчій з уламків цих порід. Потужність світ залежить від фаціальної належності й умов седиментації: до 140 м – рудківська світа; до 280 м – бонівська, до 100 м – городоцька, понад 1100 м – опарська, до 300 м – моранцівська, до 250 м – підлубенська; до 200 м – рава-руська і нижнівська, до 430 м – нижньокаролінська підсвіта. Світи датовані за віком комплексів макро- і мікрофауни, які також приурочені до певних фаціальних зон: рудківська світа – за форамініферами і поодинокими амонітами; городоцька, підлубенська, опарська – за форамініферами, бонівська, моранцівська і каролінська – за форамініферами і тинтинідами, рава-руська, нижнівська і буківненська – за моллюсками і форамініферами.

Фаціальні пояси простягаються субмеридіонально, із заміщенням глибоководних мілководними з заходу на схід. Їхня еволюція відбувалася

відповідно до евстатичних змін Світового океану з поступовим зміщенням зони рифобудування на захід протягом пізньоюрського часу [5; 7].

Формування рифової фації було пов'язане з тектонічно активними ділянками: в оксфордській час біогермобудування було приурочене до піднятих блоків між Городоцьким і Судово-Вишнянським розломами; протягом кімериджу–титону формування рифових споруд відбувалось у районі Судово-Вишнянського розлому і поступово зміщувалося на захід до Краковецького розлому [9]. Унаслідок подальших геодинамічних перебудов рифовий пояс і передрифова фація верхньої юри на півдні перекриті насувними структурами Карпат.

В оксфорді у рифовій зоні до 10 км завширшки формувались окремі біогермні куполи потужністю до 140 м і міжбіогермні відклади. Нами оконтурено 4 біогерми, які мають однотипну будову: у нижній частині – це губкові біогермні вапняки зі спонголітами, які догори поступово перекриваються різноманітними за структурою вапняками з коралами, водоростями, брахіоподами, гастроподами, голкошкірими, у покрівлі – подекуди строматоліти.

Подальше підняття північно-західного крила Судово-Вишнянського розлому спричинило значне обміління басейну на початку кімериджу і формування мулистих куполів з невеликими губково-водоростевими біогермами. На цьому цоколі впродовж титону–раннього беріасу сформувався бар'єрний риф із коралами та різноманітними каркасными і рифолітними організмами. Ширина його – до 10 км, максимальна потужність понад 1000 м, а зафіксована протяжність – від кордону з Польщею до Стрийської опорної свердловини сягає 100 км. Поховане рифове тіло на сьогодні є оконтуреним умовно через недостатню розбуреність і малий виніс керна.

Уздовж східного краю зарифової зони верхнього титону–нижнього беріасу нами оконтурено до 25 окремих дрібних біогермів (буківненська світа) [7]. Вони сформовані переважно моллюсками та різноманітними водоростями. Залежно від евстатичних змін і зумовленого ними притоку води у зарифову лагуну, ці біогерми зміщувались у різних напрямках, утворивши смугу до 30 км завширшки. Вапняки у складі біогермів значно вилугувані – «сітчасті» внаслідок подальших діагенетичних процесів і характеризуються високою кавернозністю. На денну поверхню біогерми виходять у басейні р. Дністер в околицях с. Буківна.

Верхня частина верхньоюрського карбонатного комплексу, ділянками разом з перекриваючими відкладами крейди, значно еродована, з проявами карсту внаслідок тривалого підняття впродовж крейдового періоду. У міоцені тектонічні процеси стабілізувались, і на еродованій поверхні верхньої юри відклалися теригенні утворення й гіпси баденського віку [9].

Карбонатний комплекс верхньої юри, поширений на території Українського Передкарпаття, є сегментом потужного рифового поясу, який сформований на північній периферії Тетису, вздовж якої простягається від Західної Європи, через Крим, Кавказ і далі на схід, тому відклади у його складі зіставляються в ранзі широкої міжрегіональної кореляції [14; 15].

Відклади в межах Стрийського юрського прогину вважаються перспективними для пошуків нафти і газу. У теригенному комплексі за літолого-фаціальними критеріями перспективи пов'язані з утвореннями тоарського ярусу нижньої юри (пісковики меденицької світи), проте на теперішній час це бурінням не підтверджено.

З карбонатними відкладами верхньої юри у світі пов'язані родовища нафти і газу Центральноєвропейського, Англо-Паризького, Західно-Англійського нафтогазоносних басейнів, Перської затоки (родовища Гавар, Абкаїк, Катиф, Курсанія, Даммам, Ферейдун-Марджан, Вафра), Мексиканської затоки, Туранської нафтогазоносної провінції (у тому числі – Карши у Західному Узбекистані) та ін.

На території Українського Передкарпаття верхньоюрський карбонатний комплекс виявляє прямі ознаки нафтогазоносності. У межах Більче-Волицької зони до нього приурочена низка родовищ важких нафт і газоконденсатів.

Нафтові поклади на площах Коханівській, Вижомлянській, Вишнянській, Орховицькій, Никловицькій і газоконденсатні поклади на Рудківському родовищі, на площах Подільці–Грушів, Летнянська приурочені до ерозійних виступів верхньої юри, перекритих гіпс-ангідритовими відкладами неогену з високими екрануючими властивостями [10].

Аналіз геологічних матеріалів буріння дав нам змогу запропонувати рифові споруди верхньої юри у північно-західній частині Більче-Волицької зони як першочергові об'єкти на вуглеводні [9]. На теперішній час значна частина похованого Опарського рифу зазнала інтенсивного розмиву, але істотних переривів по його літералі не передбачається. Сприятливі умови для його збереження склалися на піднятому крилі Судововишнянського розлому.

У разі виявлення сейсмічними профілями позитивних структур, розташованих у зоні поширення бар'єрного рифу, доцільно проводити пошукові роботи у всіх фаціальних зонах (рифовій, зарифовій і передрифовій), які характеризуються достатніми колекторськими властивостями вилугуваних і діагенетично змінених порід.

На Коханівській площі нафтове родовище приурочене до тріщинуватих вапняків опарської світи. Фонтан нафти отримано тут ще під час буріння свердловини Коханівська-1 у 1958 р. Газові поклади у вапняках кімериджу–титону розкриті бурінням на Рудківському родовищі.

У цьому ж стратиграфічному інтервалі прояви нафти відмічали під час буріння на площах Судова Вишня і Вижомля [4].

З відкладами зарифової фації верхньої юри пов'язане Лопушнянське родовище, де поклади нафти приурочені до вапняків нижнівської та буківненської світ. Для зарифових вапняків характерний широкий розвиток оолітових структур і доломітизація, а в місцях істотного розмиву вони перебиваються евапоритами неогену. Як потенційно перспективні на вуглеводні можуть розглядатись оконтурені нами біогерми буківненської світи завдяки їхнім хорошим колекторським властивостям. Місцями на кавернозних біогермних вапняках цієї світи згідно залягають щільні аргіліти верхнього беріасу (ставчанська світа), що формує літологічну пастку для вуглеводнів.

Літологічна пастка у зарифовій фації сформована на площі Лопушна, де поклад у карбонатних породах нижнівської світи перекритий непроникними вапняками цієї ж світи [10].

Дослідження на площах Никловичі, Кароліна, Грушів, Орховичі показали насиченість вуглеводнями відкладів передрифової фації [2; 13], проте ці відклади залягають на значних глибинах і вивчені недостатньо. Це ж стосується і піднасувної частини Карпат, де прогнозується продовження Опарського рифу та пов'язаних із ним фацій.

У структурному плані перспективними на пошуки вуглеводнів можуть бути ерозійно-осадові клини, сформовані між ерозійною поверхнею палеозою і горизонтально залягаючими відкладами баденію, а також тектонічні пастки вздовж Судововишнянського розлому, де підняті блоки екрануються з північного сходу супутніми порушеннями на фоні основної площини повздовжніх регіональних розломів [9].

1. *Глушко В.В.* Основные черты тектоники Предкарпатского прогиба и прилегающей части Русской платформы // Геол. сб. 1958. № 5-6. С. 7–24.
2. *Губич І., Сирота Т., Донець Г., Барчук В.* До питання походження нафти у юрських відкладах Косівсько-Угерської підзони (Більче-Волицька зона) // Тези доп. Міжнар. наук. конф. «Геологія горючих копалин України». Львів, 2001. С. 77–78.
3. *Дулуб В.Г., Бурова М.И., Буров В.С., Вишняков И.Б.* Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме юрских отложений Предкарпатского прогиба и Вольно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы. Л.: Мингео УССР, 1986. 58 с.
4. *Дулуб В.Г., Жабіна Н.М., Огороднік М.Є., Смірнов С.С.* Пояснювальна записка до стратиграфічної схеми юрських відкладів Передкарпаття (Стрийський юрський басейн). Львів: ЛВ УкрДГРІ, 2003. 32 с.

5. *Жабіна Н.М., Анікеєва О.В.* Еволюція поясів верхньоярського карбонатного шельфу на території Українського Передкарпаття // Доп. НАН України. 2003. № 8. С.118–122.
6. *Жабіна Н.М., Анікеєва О.В.* Оновлена стратиграфічна схема верхньої юри–неокому Українського Передкарпаття // Зб. наук. праць УкрДГРІ. К.: УкрДГРІ, 2007. № 3. С. 46–56.
7. *Жабіна Н.М., Анікеєва О.В.* Палеогеографія та умови седиментації території Українського Передкарпаття в оксфорд–валанжині // Геол. журнал. 2015. № 4 (353). С. 49–56.
8. *Жабіна Н.М., Тесленко Ю.В.* Вік і стратиграфічне положення сокальської світи юри Волино-Поділля // Зб. наук. праць УкрДГРІ. К.: УкрДГРІ, 2006. – №2. С. 46–50.
9. *Карпенчук Ю.Р., Жабіна Н.М., Анікеєва О.В.* Особливості будови і перспективи нафтогазоносності верхньоярських рифогенних комплексів Більче-Волицької (Зовнішньої) зони Передкарпатського прогину // Геологія і геохімія горючих копалин. 2006. № 2. С. 44–52.
10. *Крупський Ю.З.* Геологія і нафтогазоносність Західного регіону України. Львів: СПОЛОМ, 2020. 252 с.
11. *Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України: у 2-х т. Т.1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / Відп. ред. П.Ф. Гожик. К.: Логос, 2014. 636 с.*
12. *Яцожинський О.М., Кметь І.В., Жабіна Н.М.* Реконструкція етапності формування нижньокрейдових відкладів на північному заході Передкарпаття // Сучасні проблеми геологічної науки. К.: ІГН НАНУ, 2003. С.276 – 279.
13. *Anikeyeva O.V., Zhabina N.M.* Facies of Late Jurassic source rocks: Ukrainian Carpathian Foredeep / Nowe metody i technologie w geologii naftowej, wiertnictwie, eksploatacji otworowej i gazownictwie: XIII Międzynarodowa konferencja Naukowo-techniczna. Krakow, 20–21 czerwca 2002.
14. *Anikeyeva O., Zhabina N.* Ukrainian part of the Upper Jurassic reef belt of Europe and correlation with adjacent regions /Buletini i Shkencave Gjeologjike 1/2014 – Special Issue. Proceedings of XX CBGA Congress, Tirana, Albania, 24–26 September 2014. P. 191–194.
15. *Leinfelder R.R., Schmid D.U., Nose M., Werner W.* Jurassic reef patterns – the expression of a changing globe. – In: Phanerozoic Reef Patterns – SEPM Special Publication. 2002. No. 72. P. 465–520. ISBN 1-56576-081-6.

Стаття висвітлює результати досліджень, профінансованих за бюджетною програмою «Обґрунтування границь регіональних і місцевих стратиграфічних підрозділів фанерозою України для геологічних карт нового покоління» (КПКВК 6541030)

ЗМІНИ СКЛАДУ САРМАТСЬКОГО СПОРОВО-ПИЛКОВОГО КОМПЛЕКСУ, ЯК ОДИН З КРИТЕРІЇВ ОБГРУНТУВАННЯ ГРАНИЦІ СЕРЕДНІЙ - ВЕРХНІЙ МІОЦЕН

Сіренко О.

Інститут геологічних наук НАН України
вул. Олеся Гончара 55-б, 01601 Київ,
o_sirenko@ukr.net

Результати палінологічних досліджень сарматських відкладів становлять значний інтерес передусім з точки зору обґрунтування межі середньої-верхньої міоцен у неогеновому розрізі України. Палінологічні матеріали з характеристики сарматських відкладів України представлені у працях О.П. Агулова [1], М.М. Грищенко [3], В.В. Кораллової [4, 5], але найбільш представницькі дані отримані Н.О. Щекіною [8, 9].

За результатами проведених досліджень встановлено спорово-пилкові комплекси (СПК), що характеризують нижньо- середньо- та верхньосарматські відклади, а також визначено їхні характерні особливості.

Н.О. Щекіною [9] простежено також певні особливості СПК, що характеризують сарматські відклади Лівобережної та Правобережної України.

Зокрема, характерною особливістю ранньосарматського СПК Лівобережної України [9] є домінування у його складі пилку голонасінних деревних рослин (до 93,2 %), серед яких провідна роль належала *Pinus*, у тому числі видів, що вперше зафіксовані у конкських комплексах: *Pinus baileyana* Trav., *P. veronica* Anan., *P. gigantea* Anan., а також *Pinus mirabilis* (Rudolf.) Anan, *P. minutus* Zakl., *Pinus* subg *Diploxylon* Коехне. (переважали), *Pinus* subg *Haploxylon* Коехне., але за процентним вмістом і таксономічною різноманітністю хвойних ранньосарматський комплекс переважав конкський СПК. Часто фіксувались пилкові зерна *Picea* sp. sect. *Eupicea*, *Tsuga canadensis* (L.) Carr, *T. cf. diversifolia* (Maxim.) Mast., *Tsuga* sp., рідше – *Picea* sect. *Omorica*, *Podocarpus nageiaformis* R.Br., *Abies* sp., *Sciadopitys cf. verticillata* Sieb et Zucc., *Sequoia* sp., *Sciadopitys* sp., *Cedrus* spp., *Glyptostrobus* sp.

Серед покритонасінних деревних рослин і чагарників провідна роль належала представникам родин Ericaceae та роду *Alnus* spp. У меншій кількості наявний пилко *Quercus* spp., *Fagus miocenica*, *F. japonica*, *Betula* sp., *Ulmus* spp., *Carpinus* spp., Myricaceae, Moraceae. Знахідки пилкових зерен *Castanea* sp., *Celtis* sp., *Zelkova* sp., *Liriodendron* sp., *Liquidambar* sp., *Acacea ucrainica* Schek., *Ilex* sp., *Cornus* sp., Oleaceae, Myrtaceae, *Pistacea* sp., *Parrotia* sp. були поодинокими та зафіксовані не у

всіх спектрах. Значний вміст пилку Ericaceae властивий не лише для СПК з нижньосарматських відкладів України [4, 9], але і для комплексів з одновікових порід Росії [2]. Водночас у складі СПК з нижньосарматських відкладів Білозерського залізорудного родовища, за даними О.П. Агулова [1], серед пилку покритонасінних рослин переважають представники Mucicaceae.

Характерною особливістю ранньосарматського СПК є також незначна участь у його складі пилку трав'янистих рослин (до 4 %). Домінували у цій групі пилкові зерна Chenopodiaceae, у меншій кількості відмічений пилко Poaceae і Suraeaceae та дуже рідко – різнотрав'я. До характерних ознак СПК можна також віднести значну участь у його складі спор, переважно родини Polypodiaceae, у меншій кількості присутні представники Osmundaceae, ще рідше – Cyatheaceae, Gleicheniaceae, *Lygodium* sp. Для СПК з відкладів південної частини Лівобережної України характерна значна роль мохоподібних.

СПК з нижньосарматських відкладів Лівобережної України за таксономічним складом досить добре зіставляється з комплексом, встановленим О.М. Анановою [2] для одновікових порід басейну р. Дон і Північно-Східного Приазов'я (в межах Росії), а також з СПК 3, що характеризує ламкінську серію Оксько-Донської рівнини [7]. Єдина відміна полягає у тому, що за даними О.М. Ананової [2] та В.Г Шпиль [7] характерною ознакою ранньосарматського СПК є переважання пилку *Pinus* subg. *Haploxylon*, а згідно з даними Н.О. Щекіної [9] – *Pinus* subg. *Diploxylon*

СПК з нижньосарматських відкладів Правобережної України також лісового типу. У складі СПК з порід південної частини Правобережної України домінує пилко листяних рослин, переважно за рахунок таких локальних елементів як *Myrica* та *Salix*. Для нижньосарматських відкладів східної частини Правобережної України характерним є СПК з переважанням голонасінних рослин.

За даними Н.О. Щекіної [9] середньосарматські відклади півдня Правобережної України характеризуються СПК чотирьох типів. Найбільш типовим є СПК з переважанням пилку хвойних. На відміну від нижньосарматського СПК з переважанням голонасінних, у його складі зафіксована більша кількість і таксономічна різноманітність пилку листяних рослин та чагарників.

Найбільш характерним для нижньої частини розрізу середньосарматських відкладів Лівобережної України, за даними Н.О.Щекіної [9], був СПК лісового типу з домінуванням пилку голонасінних, переважно хвойних рослин. У його складі, порівняно з ранньосарматським СПК, частіше й у більших кількостях траплявся пилко *Podocarpus* spp., *Abies* sp., *Picea* spp., *Taxodium* sp., *Quercus* spp., *Fagus* spp.,

Ulmus spp., *Alnus* spp., *Engelhardtia* sp., а також спори Polypodiaceae, Bryales, Sphagnales.

За даними В.В. Кораллової [4], СПК з нижньо- та середньосарматських відкладів Нікопольського району Дніпропетровської області та Білозерського району Запорізької області дуже близькі за складом і відрізнялися тільки подальшим збільшенням ролі пилку *Pinus* spp. у середньосарматському комплексі та зникненням пилкових зерен Ericaceae, характерних для ранньосарматських спектрів.

На подібність таксономічного складу СПК з нижньосарматських і нижньої частини середньосарматських відкладів вказувала також О.М. Ананова за результатами вивчення сарматських порід у розрізах басейну Дону [2].

Більш різкі відміни ранньо- та середньосарматських СПК зафіксовані О.П. Агуловим під час вивчення середньосарматських чорних глин, розкритих свердловинами в межах Білозерського залізородного родовища та Нікопольського марганцевого родовища [1]. Середньосарматський СПК відрізняється від нижньосарматського зменшенням кількості пилку Pinaceae і Taxodiaceae, а також збільшенням ролі пилкових зерен листяних рослин: *Juglans* spp., *Betula* spp., *Castanea* spp.

Для верхньої частини розрізу середньосарматських відкладів О.П. Агуловим [1] встановлено СПК лісостепового типу, у складі якого помітно зменшується роль голонасінних рослин (до 16 %) та збільшується кількість пилку покритонасінних листяних порід (до 32 %) і трав (до 41 %)

За даними Н.О. Щекіної [9], встановлений СПК лісостепового типу з середньої частини розрізу середньосарматських відкладів Лівобережної України, але у його складі пилок хвойних досягав 50 %, листяних деревних порід та чагарників – 8 %, трав'янистих рослин – 40 %.

Збільшення ролі пилку покритонасінних рослин, зокрема трав, зафіксовано Н.О.Щекіною [9] для порід верхньої частини розрізу середньосарматських відкладів північно-західної частини Лівобережної України. Характерною особливістю встановленого СПК є домінування пилку трав'янистих рослин (до 70 %), зменшення ролі пилкових зерен хвойних (до 1,7-26,5 %) та збільшення вмісту пилку листяних рослин і чагарників (16,2-37,3 %), наявність гідро- та гігрофітів. Серед групи листяних рослин, у найбільшій кількості представлений пилок Moraceae, Myricaceae, Betulaceae, Ulmaceae, Juglandaceae, а пилкові зерна *Quercus* spp. і *Fagus* spp. мають підпорядковане значення.

Для верхньої частини розрізу середньосарматських відкладів південно-західної частини Лівобережної України Н.О.Щекіною [9] описано СПК з незначним вмістом пилку листяних рослин та чагарників

(10,3 %), збільшенням ролі пилоквіх зерен хвойних (до 34 %) та трав'янистих рослин (до 55,2 %).

Таким чином, загальною особливiстю всiх описаних СПК було збiльшення ролi пилку трав'янистих рослин вiд спектрiв з нижньої частини розрiзу середньосарматських вiдкладiв до спектрiв з верхньої, а також пiдвищення ролi пилку листяних деревних порiд та субтропiчних i термофiльних рослин у складi комплексiв, що вiдповiдали породам середньої частини розрiзу середнього сармату.

У складi СПК з нижньої частини розрiзу верхньосарматських вiдкладiв Правобережної України доминував пилко деревних рослин [9]. У СПК з порiд пiвденно-схiдної частини Правобережної України переважав пилко голонасiнних рослин, а у спектрах з вiдкладiв пiвденно-захiдної частини збiльшувалася кiлькiсть пилоквіх зерен покритонасiнних рослин, переважно за рахунок *Salix*, *Alnus*, *Quercus*. Загальною рисою верхньосарматського СПК, на вiдмiну вiд середньосарматського, було зменшення ролi й таксономiчної рiзноманiтностi пилку термофiльних рослин. Для середньої частини розрiзу верхньосарматських вiдкладiв пiвденно-захiдної частини Правобережної України та для верхньої частини розрiзу схiдних районiв Правобережжя характерний СПК з переважанням пилку трав'янистих рослин, а серед цiєї групи – представникiв родини лободових.

Характерною ознакою СПК з верхньосарматських вiдкладiв Лiвобережної України є доминування у iхньому складi пилку покритонасiнних рослин та помiтне зменшення ролi пилоквіх зерен хвойних. В.В. Коралловою [4] за результатами вивчення верхньосарматських вiдкладiв Нiкопольського району Днiпропетровської облaстi встановлено СПК з переважанням пилку листяних деревних порiд, серед яких доминували *Ulmus* spp. (17 %), як субдомiнанти визначено *Quercus* spp., *Carya* spp., *Acer* sp. Значний вiдсоток належав також пилку *Pterocarya* sp., *Alnus* spp., *Corylus* spp., знахiдки *Nyssa* sp., *Liquidambar* sp., *Juglans* spp., *Celtis* sp. – поодинокi, кiлькiсть пилку хвойних не перевищувала 10 %. Найбiльш детально верхньосарматськi вiдклади Лiвобережної України охарактеризовано Н.О. Щекiною [8, 9], що дало змогу встановити кiлька СПК. Найбiльш типовим є СПК з переважанням пилку трав'янистих рослин, що характеризує на сходi всю товщу верхньосарматських вiдкладiв, а у пiвденно-захiднiй частинi Лiвобережжя – тiльки верхню частину розрiзу верхньосарматських вiдкладiв. У складi зазначеного СПК пилко трав'янистих рослин становить (67,0-96,4 %), переважно за рахунок *Chenopodiaceae* (50,7-93,3 %) [9], у значно меншiй кiлькостi вiдмiченi пилокві зерна *Poaceae* та *Artemisia* spp. Пилко рiзотрав'я зафиксовано поодиноким та не у всiх спектрах. На вiдмiну вiд середньосарматського СПК, практично не знайдено пилко гiдро- та гiрофiтiв.

Вміст пилку листяних деревних порід перебуває в межах 9,7-25,8 %. Домінують пилкові зерна *Moraceae*, *Quercus* spp., *Salix* spp. та *Rhus* spp. Пилок *Fagus* spp., *Myrica* sp., *Alnus* spp., *Nyssa* sp., *Ulmus* spp., *Celtis* sp., *Ericaceae* траплявся у дуже невеликій кількості й не у всіх спектрах. Пилкові зерна хвойних не перевищують 20 % і належать переважно *Pinus* spp. subg. *Diploxylon* з невеликим домішком *P. spp. subg. Haploxylon*. Дуже рідко та у незначних кількостях присутні пилкові зерна *Taxodiaceae* і *Cupressaceae*. Спори, переважно *Polypodiaceae*, складають 1,1-13,0 %. Серед цієї родини домінували *Dryopteris* sp. (до 9 %). У групі мохоподібних (0,3-4,0 %) переважають *Bryales*, рідко й у меншій кількості відмічені *Sphagnum* sp.

Для СПК з верхньосарматських відкладів (особливо самої нижньої частини розрізу) південно-західних та північних районів Лівобережної частини України властиво домінування покритонасінних деревних рослин та чагарників. За даними Н.О. Щекіної [9], у складі цього комплексу простежено два підкомплекси, що відрізнялись за складом домінант покритонасінних деревних рослин.

Порівнюючи таксономічний склад СПК з середньо- та верхньосарматських відкладів Н.О. Щекіна [9] зробила висновок, що флора пізнього сармату помітно збіднена порівняно зі середньосарматською. У складі пізньосарматських СПК, на відміну від середньосарматських, відсутній пилок гінкго, піхти, тсуги, криптомерії, комптонії, тюльпанового дерева, магнолії, паротії, помітно зменшено кількість та збіднено таксономічний склад папоротей.

Для верхньосарматських відкладів Росії О.М. Анановою [2] також встановлені кілька типів СПК, що за рядом показників відрізнялись один від одного. Такі відміни пізньосарматських комплексів з відкладів різних частин Руської рівнини О.М. Ананова пояснювала значним впливом при захороненні пилку локальних асоціацій, які складали рослинний покрив територій, що звільнялися при відступі Сарматського моря. Подібні закономірності простежені і В.В. Коралловою при характеристиці пізньосарматської рослинності України [5].

Усі наведені матеріали свідчать про те, що флори раннього сармату і першої половини середнього сармату України близькі за складом. Середньосарматська флора відрізняється збільшенням ролі широколистяних і термофільних порід та зменшенням кількості хвойних. Аналіз палінологічних даних свідчить також про те, що у пізньосарматський час найбільш яскраво проявилась перебудова таксономічного складу флори, яка почалася наприкінці середнього сармату. У складі флор зменшилася частка деревних порід, переважно за рахунок хвойних, а у рослинному покриві зросла кількість площ, зайнятих трав'янистими ценозами. За даними Н.О. Щекіної [9], саме у кінці

середнього сармату в межах території України відбулась аридизація клімату.

Подібні закономірності зафіксовані і для СПК з сарматських відкладів Росії [2]. О.М. Анановою [2] за результатами вивчення сарматських відкладів Руської рівнини встановлено, що у паліноспектрах з верхньої частини середнього сармату й у верхньосарматських відбулася перебудова таксономічного складу, що проявилась у помітному зменшенні кількості та збідненні пилку деревних порід, скороченні ролі хвойних рослин за рахунок зростання листяних, значному збільшенні кількості пилку трав'янистих рослин, а серед цієї групи – лободових. За результатами проведених досліджень О.М. Ананова [2] зробила висновок стосовно того, що збіднення пилку деревних порід у складі спектрів з верхньосарматських відкладів свідчить про трансформацію лісів та новий етап розвитку рослинного покриву півдня Руської рівнини у пізньосарматський час.

Близькі матеріали стосовно флори та рослинності сарматського часу отримані І.І. Шатіловою та І.М. Коколашвілі [6]. Зокрема, за палінологічними даними встановлено, що незважаючи на деякі відміни складу міоценової рослинності Західної і Східної Грузії границя між середнім і пізнім сарматом була переломним моментом в історії рослинності та клімату обох зазначених регіонів. За даними І.І. Шатілової та І.М. Коколашвілі [6], розвиток рослинності Східної Грузії тісно пов'язаний з процесами аридизації, які у пізньому сарматі та в наступні етапи охопили всю південну смугу Східної Європи.

Таким чином, матеріали палінологічних досліджень свідчать про те, що перші зміни складу флори та рослинності сарматського часу простежуються наприкінці середнього сармату і найбільш яскраво проявились у пізньосарматський час. Зазначений рівень простежується не тільки у складі флори та рослинності України, але і в одновікових флорах інших регіонів.

Загалом усі проаналізовані палінологічні матеріали свідчать про можливість проведення межі між середнім і верхнім міоценом по кривлі середньосарматських відкладів.

1. *Агулов А.П.* Спорово-пыльцевые комплексы средне-верхнемиоценовых отложений Причерноморской впадины //Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 9. С. 31-35.
2. *Ананова Е.Н.* Пыльца из неогеновых отложений юга Русской равнины. Л.: ЛГУ, 1974. 228 с.
3. *Грищенко М.Н.* Палинологические материалы и характеристика неогеновой флоры в районе г. Никополь //Науч. зап. Воронеж. лесотехн. ин-та. 1961. Т. 21. С. 140-142.

4. *Кораллова В.В.* Спорово-пилкові комплекси верхнього та середнього міоцену північної частини Причорноморської западини //Укр. ботан. журн. 1962. Т. XIX. № 4. С. 55-62.
5. *Кораллова В.В.* Климат сарматського века на Україні (по палинологическим данным) //Геол. журн. 1989 № 1. С. 69-74.
6. *Шатилова И.И., Коколашвили И.М.* Итоги палинологического изучения сарматських отложений Восточной Грузии. //Наука в эпоху дисбалансів. К.: Велес, 2016. С.6-10.
7. *Шпиль В.Г.* К палиностратиграфии ламкинской серии Окско-Донской равнины (по разрезу с. Игнатьевки Тамбовской обл.) //Вестн. Воронеж. Ун-та. Геология. 2004. № 1. С.52-67.
8. *Щекина Н.А.* История развития растительного покрова Херсонской и Николаевской областей в сарматском веке Флора, систематика и филогения растений. К.: Наук. думка, 1975. С.265-276.
9. *Щекина Н.А.* История флоры и растительности юга Европейской части СССР в позднем миоцене – раннем плиоцене. К.: Наук. думка, 1979. 200 с.

Стаття висвітлює результати досліджень, профінансованих за бюджетною програмою «Обґрунтування границь регіональних і місцевих стратиграфічних підрозділів фанерозою України для геологічних карт нового покоління» (КПКВК 6541030).

ВУГЛЕНОСНІСТЬ НИЖНЬОЇ ЧАСТИНИ КАРБОНОВИХ ВІДКЛАДІВ ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО БАСЕЙНУ

**Матрофайло М., Бучинська І., Побережський А.,
Ступка О., Шевчук О.**

*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
79060 Львів, вул. Наукова, 3а, 79060 Львів
iggk@mail.lviv.ua*

Інтенсивний видобуток вугілля за весь період розробки родовищ призвів до дострокового вибуття шахт з експлуатації і показав необхідність вирішення питань перспектив розширення басейну для поповнення видобувного шахтного фонду. Перспективи подальшого розвитку Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну (ЛВБ) пов'язані з розробкою вугільних пластів верхньої вугленосної підформації розвіданих на Любелському і Тяглівському родовищах Південно-Західного вугленосного району [4, 7, 8, 11], а також із дорозвідкою виявлених і пошуками нових вугленосних площ і ділянок з кондиційною потужністю вугільних пластів (0,6 м і більше) нижньої вугленосної

підформації, пластів, які залягають на більших глибинах від горизонтів, на яких проводиться сучасна розробка.

У теперішній час актуальним стає питання вивчення вугленосності нижньої частини карбонової вугленосної формації, де на окремих ділянках відмічені пласти кондиційного за потужністю і якістю вугілля, що є доступними для експлуатації шахтним методом. Оцінка промислової придатності вугільних пластів нижньої частини карбонових відкладів на основі морфологічного аналізу, загалом на території басейну і в межах діючих шахт глибоких горизонтів, забезпечать у перспективі стабільний розвиток вугільної промисловості західного регіону України.

Під час виконання робіт були застосовані методи узагальнення, систематизації й аналізу літературних і фондових матеріалів пошуково-розвідувального буріння; літолого-фаціальні дослідження, морфологічний аналіз, методи кореляції та картографічних побудов (карти морфології вугільних пластів) тощо.

До нижньої частини карбонової товщі ЛВБ належать відклади нижньої вугленосної підформації. За новим літостратиграфічним розчленуванням [1, 3] верхня границя нижньої болотно-морської підформації приймається по покрівлі морських аргілітів, які залягають на вапняку N_4 (посідонієвий горизонт РІІІ), а у разі відсутності цих аргілітів і пласта вапняку – по покрівлі вугільного пласта n_3 . Нижня границя кам'яновугільної формації Львівсько-Волинського басейну на основі встановлених пластів і прошарків вугілля та вуглистих аргілітів обгрунтовано проводиться по підшві хорівської світи турнейського ярусу [5].

Слід зазначити, що вивчення ранніх етапів карбонового вуглеутворення має значення для пізнання умов зародження обстановок, подальша еволюція яких визначила утворення вугленосних формацій. Це сприяє розвиткові поглядів на початок формування рослинного покриву Землі, особливості зміни клімату, складу атмосфери, температурного режиму тощо. Із п'яти етапів карбонового вуглеутворення, встановлених на території України, найбільш раннє формування вугільних шарів у межах південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи належить до турнейско-середньовізейського [10].

На основі детального вивчення фактичного матеріалу було здійснено зіставлення й кореляцію відкладів карбону крайнього заходу ЛВБ (Бишківська площа) і його центральної частини (зі складанням зведених колонок), а також побудовано схеми поширення хорівської та куличківської світ на території басейну та ін. [5, 9, 10]. Відклади хорівської світи поширені не тільки у північно-східній, але і у східній (площі Ільковичі, Бишів–Радехів), центральній і південно-західній (площі Великі Мости–Кам'янка-Бузька, Куликів–Винники, Бишківська, ділянка Межиріччя-Західна, Забузьке і Любельське родовища) частині басейну.

Сприятливі умови для заболочення місцевості й формування палеоторф'яників на території ЛВБ виникали в турнейський вік і тривали протягом довгого кам'яновугільного періоду. У результаті проведених досліджень встановлено, що процес зародження вугленосної формації басейну почався в пізньому турне й відбувався поступово в умовах, несприятливих для вуглеутворення. Пізньотурнейські відклади хорівської світи, у якій виявлено вугільні пласти і прошарки, відповідають початковому періодові розвитку вугленосної формації Львівсько-Волинського басейну [5, 10].

Отримані результати формаційного і морфологічного аналізу вугленосних відкладів, а також детальне вивчення літолого-фаціального складу й умов накопичення органічної речовини нижньої підформації показали, що продуктивною для пошуку промислових вугільних пластів може бути і крайова частина басейну. На основі проведених досліджень у периферійній частині басейну виділено: Бишківську, Куликів-Винниківську і Ковельську – перспективні вугленосні площі; № 1–8 – прогностні вугленосні площі; Боянецьку, Межиріччя-Західну, Межиріччя-Південну, Межиріччя-Східну і Бубнівську – перспективні вугленосні ділянки; а також південну окраїну Тяглівського родовища (пласти x_5^4 і x_6), Любельське родовище (пласти x_6 і n_0^6) та Буське родовище (пласт x_2) [4]. Водночас необхідно зазначити, що в межах Бишківської вугленосної площі промислова вугленосність може бути виявлена, головню, в утвореннях верхньої підформації (верхня частина бужанської світи) [12]. Відклади бужанської світи, у яких залягають основні промислові вугільні пласти басейну, у периферійній частині поширені дуже обмежено. Окрім Бишківської площі, вони можуть бути поширені тільки у східному об'ємуванні Волинського кам'яновугільного родовища (прогнозна площа № 1).

У нижній вугленосній підформації є понад 30 вугільних пластів, не витриманих по площі. Основними вугільними пластами, які залягають у нижній частині мегациклів $x_0^3-V_2$ і x_2-V_6 , є x_0^2 , x_0^3 , v_0^4 , x_1 , x_2 , x_2^1 , x_2^3 , x_2^4 , x_2^5 , x_4 , x_4^3 , x_5^4 , x_5^6 , x_6 , n_0^6 . За потужністю пласти належать до категорії тонких і дуже тонких, рідше середніх, а за площею поширення – до невитриманих, рідко відносно витриманих і витриманих [4]. Середня потужність робочих пластів у периферійній частині ЛВБ становить 0,50–1,26 м, інколи трапляються пласти потужністю 1,40–2,40 м. Вони мають просту однопачкову і складну, переважно двопачкову, будову. Мінливість їхньої морфології пояснюється як умовами утворення, так і впливом внутрішньоформаційних та ерозійних розмивів. Непоодинокі випадки розщеплення пластів на дві вугільні пачки і заміщення їх вуглистими аргілітами, рідше сапропелітами. Основним морфологічним типом розщеплень є біфуркація вугільних пластів. Породні прошарки, що розділяють пачки вугілля зі складною будовою пластів, – переважно

аргіліти, вуглисті аргіліти й алевроліти. Вугільні прошарки не відрізняються помітною постійністю, швидко змінюють свою потужність і часто виклинюються. Іноді потужність прошарку значно зростає, і розділені ним вугільні пачки утворюють самостійні пласти (пласт x_4 на Бубнівській ділянці). У деяких випадках спостерігається значне збільшення породного прошарку і подальше злиття роз'єднаних пачок в один вугільний пласт складної будови. Вуглевмісними породами є аргіліти, рідше алевроліти і пісковики. У покрівлі залягають переважно аргіліти, рідше алевроліти і пісковики, у підшві – алевроліти, рідше пісковики й аргіліти. Покрівлею вугільних пластів x_5^3 і x_5^6 є вапняки.

Вугільні пласти підформації складені переважно гумусовим і рідше сапропелевим вугіллям. Гумусове вугілля за петрографічним складом і блиском належить до блискучого (кларенового), напівблискучого (дюрено-кларенового і кларено-дюренового), напівматового (дюренового) і матового (фюзенового). У складі кожного пласта беруть участь усі літотиби вугілля. Найбільш поширене напівблискуче вугілля, яким складена більша частина пластів, і значно менше поширене – блискуче і напівблискуче [2].

Речовинно-петрографічний склад вугілля пластів нижньої підформації за вмістом мікрокомпонентів груп вітриніту, ліптиніту й інертиніту дуже нестійкий. Вміст вітриніту коливається в межах від 44,0 – 86,0 %, інертиніту – в межах 11,0–40,0 % і ліптиніту – в межах 2,0–17,0 %. Вугілля Ковельської вугленосної площі має значно більший вміст мікрокомпонентів групи ліптиніту (12–28 %), представленої, в основному, споринітом (до 26 %), і вітриніту (в середньому 50 %), за сумарного вмісту вітриніту і ліптиніту 70–78 %. За складом мікрокомпонентів вугілля підформації належить до різних типів – від кларенового до дюренового. У Червоноградському районі переважає клареновий і дюрено-клареновий склад, у Південно-Західному – дюрено-клареновий, кларено-дюреновий, клареновий з інертинітом, іноді ультрадюреновий. Наприклад, вугілля пласта x_6 характеризується високим вмістом геліфікованих вітринітових і семівітринітових мікрокомпонентів [2].

Основними параметрами, які визначають якісні відмінності вугілля і напрями його використання у промисловості, є зольність, вміст сірки, вихід летких речовин і теплота згорання.

Вугілля пластів нижньої підформації за зольністю належить, головню, до групи зольного (20,1–30,0 %). Вихід летких речовин змінюється від 22,6 до 56,7 %. Максимальні значення (56,7 %) характерні для пластів x_0^3 і x_0^4 на Ковельській площі, а мінімальні – для пласта n_0^6 (22,6 %). Загалом у вугіллі пластів нижньої підформації басейну спостерігається закономірне зниження виходу летких речовин з північного сходу на південний захід [2]. За вмістом масової частки сірки загальної воно належить переважно до групи середньосірчастого (1,51–2,50 %), за

винятком пластів x_0^4 і x_2 , вугілля яких відповідає групі багатосірчистого (4,6–4,72 %), та пласта x_0^3 у межах Ковельської вугленосної площі, вугілля якого належить до малосірчистого (0,52 %). Загалом у вугіллі пластів підформації відбувається закономірне збільшення вмісту сірки з північного сходу на південний захід.

Теплота згорання вугілля пластів підформації змінюється від 28,66 до 36,30 МДж/кг. Максимальні значення відповідають вугіллю пласта x_6 на ділянці Межиріччя-Західній і південній периферії Тягівського родовища, а мінімальні – вугіллю пласта x_5^4 у південній периферії Тягівського родовища. Загалом теплота згорання вугілля у пластах підформації поступово збільшується в південно-західному напрямку.

Під час геологорозвідувальних робіт у басейні та вуглехімічних, петрографічних і науково-тематичних досліджень [2, 6 та ін.] було встановлено зростання ступеня метаморфізму вугілля та марочного складу в стратиграфічному розрізі вугленосної товщі згори донизу і по латералі – з північного сходу на південний захід від Ковельської вугленосної площі до Любельського родовища у напрямку збільшення потужності вугленосної товщі, яка зростає більш ніж у п'ятеро (від 300 до 1500 м). Відповідно змінюється і ступінь метаморфізму вугілля пластів нижньої підформації, та його марочна приналежність від марок Д і Г на північному сході до ГЖ, Ж і К на півдні й південному заході басейну.

Різноманітність умов формування, які зумовили первинні та вторинні зміни покладів, значно зменшили площу поширення і впливали на формування кінцевого обрису морфології вугільних пластів та вугленосної формації Львівсько-Волинського басейну, в тому числі її нижньої частини.

Слід зазначити, що розмиви вугленосної товщі ЛВБ (епігенетичні розмиви вугленосної формації) значно зменшили об'єми вугленосної формації, площу розповсюдження пластів вугілля, промислову вугленосність і, головню, сформували сучасні геологічні границі та контури їхньої морфології, які відображають лише частину кам'яновугільних відкладів, які до розмивів займали значно більшу територію. Сучасна конфігурація границі карбонових відкладів є вторинною. Вона охоплює всю площу басейну. Виходячи зі співвідношення поверхні, контуру розмиву та морфології пластів вугілля, можна дійти висновку: зруйнована щонайменше частина пластів разом із вугленосною товщею порівняно за об'ємом зі збереженою (25–50 % і більше).

Загалом сучасна конфігурація контуру розповсюдження кам'яновугільних відкладів ЛВБ є наслідком виявлення астурийських тектонічних рухів і більш пізнього глибокого доверхньоюрського та доверхньокрейдового ерозійного й абразійного зрізів [3]. Львівсько-Волинський басейн і, зокрема, Ковельська вугленосна площа становлять

найбільш піднесену замкнену периферійну частину великого Львівсько-Люблінського прогину, де посткарбонів денудаційні процеси відбувалися особливо інтенсивно. Це зумовило відсутність у стратиграфічному розрізі відкладів карбону басейну, молодших за пізньобашкирські (вестфал А) у його центральній частині та за пізньосерпуховські (постіваничівські) на території Ковельської площі.

Таким чином, морфологічний аналіз як аналіз утворення сучасної морфології вугільних пластів і вугленосних формацій та побудовані карти морфології вугільних пластів і використання принципу районування дають змогу в компактному вигляді, простій і зручній для практичного використання формі показати геологічні дані про характер зміни на площі важливих морфологічних показників пластів (потужності, мінливості потужності, будови, ураженості розмивами й розщепленнями, контурів нульової та промислової потужності тощо), які сприяють встановленню умов його утворення. Карти морфології вугільних пластів є геологічною основою для оцінки перспектив розвідки й умов розробки вугільних пластів родовищ ЛВБ.

Висновки. Аналіз даних вугленосності нижньої частини кам'яновугільних відкладів сприяв уточненню початкових умов карбонів вуглеутворення (пізній турне – початок пізнього візе) у ЛВБ. Перші ознаки процесів вуглеутворення встановлено у відкладах пізнього турне.

Отримано нові результати про формування ЛВБ на початковому етапі, які є необхідною основою реконструкції всієї еволюції басейну в геологічному часі, а досліджені перспективні для експлуатації вугільні пласти є ресурсом збільшення балансових запасів вугілля.

Виокремлено найбільш перспективні для пошуку промислових вугільних пластів площі та ділянки у відкладах нижньої вугленосної підформації. У межах таких площ і ділянок (Ковельська площа, Бубнівська ділянка, Буське родовище та ін.) на тривалий час встановлювався континентальний режим і в умовах заболоченої приморської низовини з розвинутою річковою системою та розчленованим палеорельєфом відбувалося періодичне торфонагромадження, яке зумовило формування промислових вугільних пластів.

Наукове та прикладне значення проведених досліджень полягає у пізнанні загальних процесів формування вугленосних відкладів і продуктивної вугленосності. Викладений матеріал важливий для з'ясування особливостей будови, умов утворення і порівняльного аналізу вугленосних формацій Львівсько-Волинського й інших кам'яновугільних басейнів, доповнення та вдосконалення методики морфологічного аналізу покладів вугілля.

1. *Вдовенко М.В., Полетаєв В.І., Шульга В.Ф.* Стратиграфія карбону Львівського палеозойського прогину // Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України у 2-х т. Т. 1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / ІГН НАН України; гол. ред. П.Ф. Гожик. К.: Логос, 2013. С. 316–331.
2. *Каменные угли Львовско-Волынского бассейна* / Вървич Г.П., Гигашвили Э.П., Дубик З.Г. [и др.]; под общ. ред. В.З. Ершова. Львов: Вища школа, 1978. 175 с.
3. *Корреляция карбоновых угленосных формаций Львовско-Волынского и Люблинского бассейнов* / Шульга В.Ф., Здановски А., Зайцева Л.Б. [и др.]; отв. ред. А.А. Радзивилл. К.: Варта, 2007. 427 с.
4. *Костик І.О., Матрофайло М.М., Сокоренко С.С.* Перспективи промислової вугленості нижньої частини кам'яновугільної формації Львівсько-Волинського басейну // Геологія і геохімія горючих копалин. 2007. № 1. С. 27–44.
5. *Костик І.О., Матрофайло М.М., Шульга В.Ф.* Про нижню границю вугленосної формації Львівсько-Волинського басейну // Геологія і геохімія горючих копалин. 2008. № 3 (144). С. 26–39.
6. *Львовско-Волынский каменноугольный бассейн: Геолого-промышленный очерк* / Струев М.И., Исаков В.И., Шпакова В.Б. [и др.]; отв. ред. А.З. Широков. К.: Наук. думка, 1984. 272 с.
7. *Матрофайло М.М.* Особливості морфології вугільного пласта n_9 Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну // Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування: Матеріали VI Міжнар. наук.-практ. конф. (7–11 жовтня 2019 р., м. Трускавець) / Державна комісія України по запасах корисних копалин (ДКЗ). К.: ДКЗ, 2019. Т. 1. С. 315–321.
8. *Матрофайло М.М., Решко М.Я., Костик І.О.* Геолого-промислова типізація вугільних пластів Південно-Західного району Львівсько-Волинського басейну // Геологія і геохімія горючих копалин. 2004. № 3. С. 85–90.
9. *Шульга В.Ф., Костик І.Е., Матрофайло М.Н., Король Н.Д.* // О зарожении карбоновой угленосной формации Львовско-Волынского угольного бассейна // Доклады НАН Украины. 2009. № 7. С. 121–127.
10. *Шульга В.Ф., Костик І.Е., Матрофайло М.Н., Король Н.Д.* О начале турнейско-визейского этапа углеобразования на юго-западе Восточно-Европейской платформы // Геологія і геохімія горючих копалин. 2008. № 4 (145). С. 68–77.
11. *Шульга В.Ф., Матрофайло М.Н., Костик І.Е., Король Н.Д.* Особенности формирования пластов угля глубоких горизонтов Львовско-Волынского бассейна. Стаття 1. Серпуховський угольний пласт x_6 // Геол. журн. 2013. № 2. С. 75–88.

12. Шульга В.Ф., Решко М.Я., Гурей П.Т., Гирный Е.И., Лелик Б.И. Новые данные об угленосности юго-запада Львовско-Волынского бассейна // Доповіді НАН України. 1997. № 1. С. 137–141.

КРИТЕРІЇ ДЛЯ ОБҐРУНТУВАННЯ ГРАНИЦЬ ПАЛЕОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ ЗА НАНОПЛАНКТОНОМ

Андрєєва-Григорович А., Супрун І.

*Інститут геологічних наук НАН України
вул. Олесь Гончара, 55-б, 01054 Київ
aida_andreeva-grigorovich@ukr.net
suprun_is@ukr.net*

В Міжнародній стратиграфічній шкалі 2020 р. межу крейдової та палеогенової систем (границя маастрихту і данію) встановлено на рівні 66,0 млн років [36], що відповідає границі між нанопланктонними зонами CC26 та NP1. Точка глобального стратотипу границі GSSP лежить у Тунісі – розріз EL Kef [32]. Границю між палеоценом та еоценом встановлено на межі танету й іпру на рівні 56,0 млн років [36], що відповідає границі між нанопланктонними зонами NP9 та NP10. Верхню границю танету (GSSP танет–іпру) встановлено в Єгипті у провінції Люксор – розріз Pharaonic Dababiya [23; 26].

З межею мезозою і кайнозою пов'язані події масового вимирання біоти, а саме амонітів, динозаврів, переважної більшості планктону й інших груп організмів, зокрема, нанофосилій. Катастрофічне, миттєве та синхронне вимирання нанопланктону на межі крейди–палеогену було унікальною подією в еволюційній історії. Цій межі в багатьох розрізах світу відповідають прошарки глини з аномально високим вмістом елемента іридію, що дало Луїсу Альваресу підстави висунути імпактну (метеоритну) гіпотезу [22] щодо причини виникнення глобальної кризи. Крейда-палеогенове масове вимирання пов'язане з катастрофічною крупномасштабною ударною подією. Зіткнення Землі з астероїдом і падіння метеоритів призвели до різких змін температур повітря, води, складу атмосфери, інтенсивності сонячної радіації. В результаті цих подій відбулася корінна зміна біоти, коли зникли високоорганізовані групи – близько 75 % морських видів [30]. Зокрема це мало особливо сильний вплив на розвиток комплексів планктону. Вимирання призвело до втрати 92 % планктонних родів і 97 % видів форамініфер та 73 % родів і 88 % видів нанопланктону [38]. За даними П.Р. Боуна [25], із 131 пізньомаастрихтського виду вижили тільки 9: вимирання видів – 93 %, загальне вимирання – 85 %.

Серед нанопланктону відмічено повне зникнення наприкінці

маастрихту представників родів *Nephrolithus*, *Cribrosphaerella*, *Micula*, *Arkhangelskiella*, *Lithraphidites*, *Cretarhabdus*, *Eiffellithus* та ін. Після події масового вимирання на межі крейди–палеогену ранньоданські нанопланктонні асоціації характеризуються збідненим та специфічним видовим складом (з'явилося лише 62 нових види [25]), незначною кількістю видів та екземплярів, домінуванням крейдових родів, зокрема *Braarudosphaera* та *Thoracosphaera*, які пристосувалися до суворих умов середовища [24; 35].

У ранньому палеоцені відбулася послідовна еволюція нових таксонів, які існували короткий проміжок часу (наприклад, види роду *Neobiscutum* та *Futyania* [24]). На ранній даній (зони NP1–NP2) припадає перша хвиля диверсифікації нанопланктону, відзначена поява нових родів (*Biantholithus*, *Neochiastozygus*, *Cruciplacolithus*, *Coccolithus*, *Prinsius* та ін.) [21]. Через 4–5 млн р. після події масового вимирання на межі крейди–палеогену з'явилися два домінуючі роди наноолітів *Fasciculithus* і *Sphenolithus*, які характеризуються великим просторово-часовим поширенням у складі палеогенових комплексів і можуть слугувати як репери під час складання біостратиграфічних схем.

З межею палеоцену й еоцену пов'язана одна з найбільш яскравих палеоекологічних криз у низці глобальних біосферних подій – т. зв. палеоцен–еоценовий термічний максимум (ПЕТМ) (Paleocene–Eocene Thermal Maximum – PETM), або термальний максимум початку еоцену (Initial Eocene Thermal Maximum – IETM). Встановлено, що в ході ПЕТМ відбувалися значна перебудова вуглецевого циклу і різке кліматичне потепління. Це виразилося в масштабних негативних ізотопних аномаліях вуглецю і кисню [31; 42 і ін.], у змінах океанічної й атмосферної циркуляції, у процесах седиментації, органічної та неорганічної геохімії, у мінеральному складі порід (широке поширення відкладів, збагачених органічною речовиною) [28; 34; 37; 40 та ін.], а в результаті – в помітних перебудовах у складі морської та наземної біоти [5; 27; 29; 39; 41 та ін.]. Цей рівень характеризується значним оновленням асоціацій вапняного нанопланктону. Про це свідчить поява видів короткого вікового діапазону, поширених у Тетичній області й Північній Атлантиці. До них належить перш за все своєрідна група ромбоастерів, поява яких збігається з ізотопно-вуглецевим зсувом і накопиченням у Південному та Північно-Східному Перитетисі відкладів, збагачених органічною речовиною [28; 33]. Цей рід неясного систематичного положення, що не має будь-яких предкових форм, швидко еволюціонував протягом ПЕТМ з утворенням кількох нечітко розмежованих видів (*Rhomboaster bramlettei*, *R. cuspis*, *R. bitrifida*, *R. spineus*) і після припинення кризових явищ поступово видозмінився, надавши початок еволюційній лінії роду *Tribrachiatus* [6, с. 504].

В Українських Карпатах межу маастрихту і данію проведено за форамініферами (Т.П. Бондарєва, І.В. Венглінський, О.С. Вялов, О.В. Мятлюк, Н.І. Маслакова, Н.В. Дабагян, А.Д. Грузман, Н.В. Маслун, М.М. Іванік, Л.Д. Пономарьова, С.В. Розумейко, С.Р. Гнилко), нанопланктоном (А.С. Андрєєва-Григорович, А.М. Романів), диноцистами (А.С. Андрєєва-Григорович) [1; 4; 7; 10; 15] і палінологічними даними [13; 14].

Границю палеоцену й еоцену визначено у Субсілезькому покриві, Свидовецькому, Магурському, Монастирецькому, Вежанському за форамініферами (Н.І. Маслакова, О.В. Мятлюк, Н.В. Маслун, С.Р. Гнилко), нанопланктоном і диноцистами (А.С. Андрєєва-Григорович) [1; 4; 7; 9; 11; 12; 17].

Границя верхньої крейди та палеоцену. У Карпатському регіоні початок кайнозойського етапу розвитку позначений подіями як субглобального, так і регіонального характеру (тектонічні перебудови, планетарне похолодання, регресія тощо). Значний вплив на стратиграфічну структуру пограничних крейда–палеогенових відкладів мав седиментологічний чинник – простежується чітка циклічність теригенно-карбонатних і теригенно-кременистих породних комплексів, латеральна й вертикальна фаціальна мінливість і батиметрична диференційованість [10]. Ці абіотичні чинники відображені у просторово-часовому розподілі мікрофауни, зокрема, нанопланктону.

Пограничні відклади крейди і палеоцену, в яких виявлено нанопланктон, простежені у стрийській світі (Скибовий покрив), березнянській світі (Дуклянський покрив) та урдинській світі (Свидовецький покрив). Але послідовність нанозон покривлі маастрихту і підшви палеоцену встановлено лише у стрийській світі. На теперішній час визначити головні критерії для обґрунтування границі крейдових і палеогенових утворень за нанопланктоном можливо за узагальненим аналізом характерних комплексів у послідовних і фрагментарних розрізах верхнього маастрихту й нижнього данію.

Суцільні послідовні розрізи маастрихту і данію у складі стрийської світи відслонюються на правих берегах рік Дністер (між селами Тершів і Спас) та Прут (між селами Делятин і Яремче). Границя цих ярусів відповідає межі середньо- і верхньострийської підсвіті [1; 8; 20]. Аналіз цих розрізів дає змогу виявити характерні ознаки комплексів нанопланктону у примезових верствах.

У розрізі по р. Дністер визначено нанозону *Nephrolithus frequens* верхнього маастрихту: в нерівномірно ритмічному піщано-глинистому та глинисто-піщаному фліші з прошарками грубозернистих пісковиків, гравійників та детриту середньострийської підсвіті. У зоні з'являються *Nephrolithus frequens*, *Lithraphidites quadratus*, востаннє присутні *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Cretarhabdus conicus*,

Cribrosphaerella arkhangeliskii, *C. ehrenbergii*, *Kamptnerius magnificus*, *Biscutum constans*, *Microrhabdulus decoratus*, *M. belgicus*, *Micula concava*, *M. staurophora*, *Prediscosphaera cretacea*, *P. stoveri*, *Stauroolithites bochothnicae*, *Watznaueria barnesiae*, *Placozygus spiralis*, *P. fibuliformis*, трапляються транзитні види *Cyclagelosphaera margerelii*, *Markalius inversus*, *Thoracosphaera sp.* Вище простежено саму нижню зону палеоцену *Biantholithus sparsus* (NP1): у підшві верхньострийської підсвіти, яка представлена тонко- та середньоритмічним піщано-глинистим флішем. Зона представлена дуже збідненою асоціацією нанопланктону: тут виявлено першу появу *Prinsius tenuiculus*, *Coccolithus sp.*, *Biantholithus sparsus*, транзитного *Biscutum sp.* та перевідкладені крейдові види *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Micula murus*, *Watznaueria barnesiae*.

У розрізі по р. Прут зону верхнього маастрихту *Nephrolithus frequens* виявлено у вапнистих глинах і алевролітах верхньої частини середньострийської підсвіти: асоціація нанофосилій охарактеризована появою видів *Nephrolithus frequens*, *Lithraphidites quadratus*, останньою присутністю *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Cretarhabdus conicus*, *Cribrosphaerella arkhangeliskii*, *C. ehrenbergii*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Kamptnerius magnificus*, *Microrhabdulus decoratus* та транзитним *Markalius inversus* та ін. Вище у нижній частині верхньострийської підсвіти, представленій тонкоритмічним флішем (перешаруванням сірих пісковиків, алевролітів, глин, мергелів, вапняків, гравелітів) знайдені поодинокі види нанозони *Biantholithus sparsus* (NP1) нижнього данію: вперше з'явилися *Prinsius tenuiculus*, *Coccolithus sp.*, *Biantholithus cf. sparsus*, наявні транзитний *Biscutum sp.* та перевідкладені крейдові види *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Micula murus*, *Watznaueria barnesiae*.

Додаткові дані для визначення головних змін комплексів нанопланктону на рубежі крейди і палеоцену отримані за аналізом фрагментарних розрізів.

Верхню нанозону маастрихтського ярусу *Nephrolithus frequens* встановлено у верхній частині верхньобезрезнянської підсвіти в басейні р. Уж (в північній країні с. Кострина) [15] за комплексом *Ceratolithoides kamptneri*, *Nephrolithus frequens*, *Micula murus* (базіонім: *Tetralithus murus*), *Cribrosphaerella pelta*, *Markalius nielsenae*, *Arkhangelskiella specillata*, *Micula staurophora*, *Cyclagelosphaera reinhardtii* та ін. Дещо вище у цьому розрізі виявлено комплекс зони NP3 *Chiasmolithus danicus* (даній).

Також нанозону *Nephrolithus frequens* верхнього маастрихту визначено у верхній частині стрийської світи в розрізі по р. Прут (у районі с. Микуличі): у перешаруванні сірих і строкатих аргілітів та пісковиків діагностовано асоціацію *Cribrosphaerella pelta*, *Nephrolithus frequens*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *A. specillata*, *Cribrosphaerella ehrenbergii* [15; 16].

Нижню нанозону палеогену NP1 *Biantholithus sparsus* визначено у Вержанському покриві в розрізі на правому березі та в руслі р. Теремля – у перешаруванні сірих гравелітів, пісковиків і алевролітів нижньометовської підсвіти. Тут знайдено збіднілий комплекс нанопланктону, в якому вперше з'являються види *Biantholithus sparsus*, *Cruciplacolithus* sp., наявні транзитні – *Thoracosphaera* sp., *Markalius inversus* та поодинокі перевідкладені крейдові види *Micula murus*, *M. staurophora*, *Watznaueria barnesiae* [3; 19; 20].

Зону NP1 *Markalius inversus* данію визначено у верхній частині урдинської світи в басейні р. Середня Ріка (в лівому безіменному потоці): встановлено зональний вид *Markalius inversus* (син. *Markalius astroporus*), вперше з'являються *Prinsius dimorphosus*, *P. martinii*, *Coccolithus pelagicus* (син.: *C. cavus*), наявний транзитний *Cervisiella operculata* (базіонім: *Thoracosphaera operculata*) та перевідкладені крейдові види *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Microrhabdulus decoratus*, *Micula staurophora* [15].

Отже, в розрізах Карпат границю крейдової та палеогенової систем за нанопланктоном можна охарактеризувати лише за даними по шести розрізах. Критеріями для визначення цієї границі є різкі зміни асоціацій зон *Nephrolithus frequens* верхнього маастрихту і NP1 *Biantholithus sparsus* (або NP1 *Markalius inversus*) нижнього данію: 1) поява небагатіох нових видів палеоцену (*Biantholithus sparsus*, *Prinsius tenuiculus*, *Coccolithus* sp., *Prinsius dimorphosus*, *P. martinii*, *Coccolithus pelagicus* та ін.); 2) майже повне зникнення крейдових видів. З характерних для верхньої крейди видів нанопланктону у нижньому данії трапляються лише *Thoracosphaera* sp., *Markalius inversus*, *Biscutum* sp.

Границя палеоцену й еоцену. У Карпатському регіоні (північний схил) границя палеоцену та еоцену збігається з різкою зміною фацій і проводиться між ямненською та манявською світами (теригенно-кременистий фліш). Суцільні розрізи, в яких ця межа охарактеризована нанопланктоном, відсутні. Критерії для визначення верхньої границі палеоцену визначені нами за аналізом фрагментарних даних.

Верхню нанозону палеоцену NP9 *Discoaster multiradiatus* визначено у Скибовому покриві у стратотиповому розрізі, що відслонюється в басейні р. Прут (в 250 м від двох мостів в м. Яремче) [1; 8; 20] – у покривлі ямненської світи (перешарування сірих пісковиків, алевролітів та глин): тут відмічено першу появу *Discoaster multiradiatus*, *Campylosphaera eodela*, востаннє трапляються – *D. nobilis*, *D. mohleri*, *Cruciplacolithus primus*, *Zeugrhabdotus sigmoides*, наявні транзитні *Coccolithus pelagicus*, *Chiasmolithus* sp., *Neochiastozygus distentus*, *N. concinnus*, *Fasciculithus tympaniformis*, *F. involutus*, *Prinsius* sp., *Chiasmolithus bidens*, *C. consuetus*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Toweius pertusus*, *Sphenolithus primus*. Вище по розрізу ямненська світа без переривання перекивається манявською світою, у якій нанопланктон не знайдено.

Також нанозону NP9 простежено у Бориславсько-Покутському покриві в розрізі по р. Тисмениця – у верхній частині ямненської світи, що представлена сірими пісковиками (різнозернистими міцними, слабозцементованими вапнистими) з прошарками аргілітів [2]: тут з'являються *Discoaster multiradiatus*, *D. lenticularis*, *Coccolithus eopelagicus*, востаннє наявні – *D. mohleri* (син.: *D. gemmeus*), *Heliolithus kleinpellii*, *Ericsonia robusta* (син.: *Cyclococcolithus robustus*) і трапляються транзитні види: *Neochiastozygus concinnus*, *Fasciculithus tympaniformis*, *F. involutus*, *Markalius inversus*, *Toweius pertusus* (син.: *Toweius craticulus*). Вище по розрізу пісковики ямненської світи перекриваються чорними аргілітами нижньомелітової підсвіти, де нанопланктон не встановлено.

Нижню нанозону еоцену *Tribrachiatus contortus* (NP10) ранньоіпрського віку встановлено вперше у Карпатах, у Монастирцькому покриві (розріз у руслі р. Велика Уголька) у флішових відкладах сушманецької світи: тут уперше з'являються *Rhombaster cf. bramlettei*, *Tribrachiatus orthostylus*, *Tribrachiatus* sp., *Reticulofenestra* sp., *Sphenolithus radians*, востаннє наявні *Fasciculithus tympaniformis*, *Ericsonia robusta*, *Fasciculithus* sp., інші види транзитні – *Coccolithus pelagicus*, *Sphenolithus* sp., *Prinsius* sp., *Zygrhablithus bijugatus*, *Zygrablithus* sp., *Coccolithus* sp., *Chiasmolithus* sp., трапляється перевідкладений вид *Watznaueria barnesiae* [18].

Варто зазначити, що в Українських Карпатах верхню границю палеоценового відділу за нанопланктоном у суцільному розрізі не обгрунтовано. Результати авторських досліджень дали змогу вперше для цих відкладів охарактеризувати основні зміни комплексів нанопланктону на цій межі. За аналізом наявних на сьогодні фрагментарних даних по трьох розрізах можна зробити висновок, що критеріями визначення межі танетського ярусу палеоцену й іпрського ярусу еоцену, яка відповідає границі нанопланктонних зон NP9 *Discoaster multiradiatus* і *Tribrachiatus contortus* (NP10), є: 1) поява представників нових родів *Rhombaster* і *Tribrachiatus*; 2) зменшення чисельності палеоценових видів, серед яких у нижньому еоцені трапляються *Coccolithus* sp., *C. pelagicus*, *Sphenolithus* sp., *S. primus*, *Prinsius* sp., *Zygrhablithus bijugatus*, *Fasciculithus tympaniformis*, *F. involutus*, *Markalius inversus*, *Toweius pertusus*, *Neochiastozygus distentus*, *N. concinnus*, *Chiasmolithus bidens*, *C. consuetus*, *Braarudosphaera bigelowii* та ін. На цьому рубежі зміни нанопланктонних комплексів є поступовими.

Отже, за власними й опублікованими даними, у досліджених розрізах крейди-палеоцену, палеоцену-еоцену Українських Карпат за нанопланктоном охарактеризовано зміни у видовому складі нанофосилій, які можуть слугувати критеріями для обгрунтування нижньої та верхньої границь палеоценового відділу.

1. *Андреева-Григорович А.С.* Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону (диноцисты и нанопланктон): дис. д-ра геол.-мин. наук: спец. 04.00.09. К., 1991. 48 с.
2. *Андреева-Григорович А.С., Грузман А.Д., Смирнов С.Е.* Расчленение палеогеновых отложений северо-западной части Бориславско-Покутской зоны Предкарпатского прогиба // Геол. журн. 1988. № 1. С. 74–82.
3. *Андреева-Григорович А.С., Гнилко О.М., Гнилко С.Р.* Межа крейди-палеогену у відкладах Вежанського покриву (зона Мармороських скель) Внутрішніх Українських Карпат // Палеонтол. д-ня в удосконаленні стратиграф. схем фанерозой. відкладів: Мат. XXXIV сесії Палеонтол. т-ва НАН України (Дніпропетровськ, 28–31 травня 2012). К., 2012. С. 66–67.
4. *Биостратиграфическое обоснование границ в палеогене и неогене Украины / Дидковский В.Я., Зелинская В.А., Зернецкий Б.Ф. и др.* К.: Наук. думка, 1979. 200 с.
5. *Гаврилов Ю.О., Кодина Л.А., Лубченко И.Ю., Музылев Н.Г.* Позднепалеоценовое аноксическое событие в эпиконтинентальных морях Пери-Тетиса и образование сапропелитового горизонта: седиментология и геохимия. // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 5. С. 492–517.
6. *Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А.* Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 493–531.
7. *Гнилко С.Р.* Форамініфери і стратиграфія палеоцен-еоценових відкладів Українських Карпат: дис. канд. геол. наук: спец. 04.00.09. К., 2017. 239 с.
8. *Григорович А.С.* Микрофитопланктон меловых и палеогеновых отложений северного склона Украинских Карпат // Бюл. Москов. о-ва испыт. природы. Отдел геол. 1971. Т. XLVI. № 2. С. 83–98.
9. *Иваник М.М., Маслун Н.В.* Кремнистые микроорганизмы и их использование для расчленения палеогеновых отложений Предкарпатья. К.: Наук. думка, 1977. 120 с.
10. *Маслун Н.В., Жабіна Н.М., Гнилко С.Р.* Границя крейдової та палеогенової систем у Карпатському регіоні України // Евол. органіч. світу та етапи геол. розвитку Землі: Мат. XXXV сесії Палеонтол. т-ва НАН України (Львів, 19–22 травня 2014 р.). К., 2014. С. 76–78.
11. *Мятлюк Е.В.* Фораминиферы флишевых отложений Восточных Карпат (мел-палеоген). Л.: Недра, 1970. 360 с.
12. Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Украинских Карпат/ *Андреева-Григорович А.С., Вялов О.С., Гавура С.П.* и др. К., 1984. 51 с. (Препринт. Ин-т геол. наук АН УССР; 84–19).

13. *Портнягина Л.А.* Палинология верхнесенонских и палеогеновых отложений Скибовой зоны Карпат // Проблемы палинологии. 1971. Вып. 1. С. 110–117.
14. *Портнягина Л.А.* Палинология и стратиграфия верхнесенонских-нижнеэоценовых отложений Скибовой зоны Советских Карпат: автореф. дис. канд. геол. наук. М., 1969. 24 с.
15. *Романив А.М.* Известковый нанопланктон меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат // К.: Наук. думка, 1991. 148 с.
16. *Романив А.М.* Вік стрийської світи за вапняним нанопланктоном (Радянські Карпати) // Доп. АН УРСР. Серія Б. Геологічні, хімічні та біологічні науки. 1987. № 8. С. 18–20.
17. *Стратотипы* меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат / *Вялов О.С., Гавура С.П., Даныш В.В.* и др. К.: Наук. думка, 1988. 204 с.
18. *Супрун І., Гнилко С.* Палеоцен–ранньоеоценові планктонні мікрофосилії з відкладів сушманецької світи в басейні р. Велика Уголька (Монастирецький покрив, Внутрішні Українські Карпати) // Проблеми геології фанерозою України: Мат. ІХ Всеукр. наук. конф. (Львів, 10–12 жовтня 2018 р.). Львів, 2018. С. 59–61.
19. *Супрун І.С.* Палеоценовий нанопланктон південного схилу Українських Карпат (Вежанський покрив, нижньометовська підсвіта) // Геол. журнал. 2018. № 1 (362). С. 58–65.
20. *Супрун І.С., Андреева-Григорович А.С.* Асоціації нанопланктону палеоценових відкладів Українських Карпат // Вісник Харків. нац. у-ту імені В.Н. Каразіна. Серія «Геологія. Географія. Екологія». 2020. № 53. С. 61–71.
21. *Шуменко С.И., Андреева-Григорович А.С., Музылев Н.Г.* Известковый нанопланктон // Развитие флор на границе мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1977. С. 5–21.
22. *Alvares L.W., Alvares W., Asaro F., Michel H.V.* Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*. 1980. Vol. 208. № 4448. P. 1095–1108.
23. *Aubry M.-P., Ouda K., Dupuis C., et al.* The Global Standard Stratotype-section and Point (GSSP) for the base of the Eocene Series in the Dababiya section (Egypt). *Episodes*. 2007. Vol. 30. P. 271–286.
24. *Bown P.R.* Calcareous nannoplankton evolution: a tale of two oceans // *Micropaleontol.* 2005. Vol. 51. № 4. P. 299–308.
25. *Bown P.R., Lees J.A., Young J.R.* Calcareous nannoplankton evolution and diversity through time. In: Thierstein H.R., Young J.R. (eds). *Coccolit. From Molec. Processes to Global Impact*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 2004. P. 481–508.
26. *Dupuis C., Aubry M.-P., Steurbaut E., et al.* The Dababiya Quarry Section: Lithostratigraphy, clay mineralogy, geochemistry and paleontology. In:

- Ouda K., Aubry M.-P. (eds.). The Upper Paleocene-Lower Eocene of the Upper Nile Valley. Part 1, Stratigraphy. Micropaleontol. 2003. Vol. 49 (Supplement 1). P. 41–59.
27. *Fricke H.C., Clyde W.C., O'Neil J.R., Gingerich P.D.* Evidence for rapid climate change in North America during the latest Paleocene thermal maximum: oxygen isotope compositions of biogenic phosphate from the Bighorn Basin (Wyoming) // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. Vol. 160. Issues 1–2. P. 193–208.
 28. *Gavrilov Y.O., Shcherbinina E.A., Oberhonsli H.* Paleocene–Eocene boundary events in the northeastern Peri-Tethys. In: Wing, S. L., Gingerich, P. D., Schmitz, B., Thomas, E. (Eds.). Causes and consequences of globally warm climates in the early Paleogene // *Geol. Society of America. Special paper*. 2003. Vol. 369. P. 147–168.
 29. *Gibbs S.J., Bown P.R., Sessa J.A., Bralower T.J., Wilson P.A.* Nannoplankton extinction and origination across the Paleocene–Eocene Thermal Maximum // *Science*. 2006. Vol. 314. P. 1770–1773.
 30. *Jablonski D., Chaloner W.G.* Extinctions in the fossil record // *Philosop. Trans.: Biol. Sciences*. 1994. Vol. 344. № 1307. P. 11–17.
 31. *Kennett J.P., Stott L.D.* Abrupt sea-level warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of Paleocene. *Nature*. 1991. Vol. 353. P. 225–229.
 32. *Molina E., Alegret L., Arenillas I., et al.* The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, “Tertiary”, Cenozoic) at El Kef, Tunisia – Original definition and revision // *Episodes*. 2006. Vol. 29. P. 263–273.
 33. *Monechi S., Angori E., Speijer R.* Upper Paleocene biostratigraphy in the Mediterranean region: Zonal markers, diachronism and preservational problems. In: Schmitz B., Sundquist B., Andreasson F.P. (Hrsg.). *Early Paleogene Warm Climates and Biosphere Dynamics*. GFF, 2000. Vol. 122. – № 1. P. 108–110.
 34. *Nunes F., Norris R.D.* Abrupt reversal in ocean overturning during the Paleocene/Eocene warm period // *Nature*. 2006. Vol. 439. № 5. P. 60–63.
 35. *Pospichal J.J., Bralower T.J.* Calcareous nannofossils across the Cretaceous/Tertiary boundary, Site 761, Northwest Australian Margin. In: von Rad U., Haq B.U., et al., (eds.). *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results*. 1992. Vol. 122. P. 735–752.
 36. *Speijer R.P., Polike H., Hollis C.J., Hooker J.J., Ogg J.G.* Chapter 28. The Paleogene Period. In: Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (eds). *The Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, 2020. Vol. 2. P. 1087–1140.
 37. *Speijer R.P., Wagner T.* Sea-level changes and black shales associated with the late Paleocene thermal maximum: Organic-geochemical and

- micropaleontologic evidence from the southern Tethyan margin (Egypt–Israel) // *Geol. Soc. America*. 2002. Vol. 356. P. 533–549.
38. *Thierstein H.R.* Terminal Cretaceous plankton extinctions: A critical assessment. – *Geol. Soc. America* // 1982. Vol. 190. P. 385–399.
 39. *Thomas E.* Biogeography of the Late Paleocene benthic foraminiferal extinction. In: *Late Paleocene-Early Eocene climatic and biotic events in the marine and terrestrial records*. Aubry M.-P. et al. (Eds.). New York: Columbia Univ. Press, 1998. P. 214–243.
 40. *Tripati A., Elderfield H.* Deep-Sea temperature and circulation changes at the Paleocene–Eocene Thermal Maximum // *Science*. 2005. Vol. 308. № 5730. P. 1894–1898.
 41. *Wing S.L., Harrington G.J., Smith F.A., Bloch J.I., Boyer D.M., Freeman K.H.* Transient floral change and rapid global warming at the Paleocene–Eocene boundary // *Science*. 2005. Vol. 310. P. 993–996.
 42. *Zachos J., Pagani M., Sloan L.C.* Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present // *Science*. 2001. Vol. 292. P. 686–693.

ТЕМПЕСТИТИ НЕОГЕНУ В ОКОЛИЦЯХ ЛЬВОВА

Генералова Л., Хом'як Л., Дворжак О., Дворжак Т.

Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Грушевського, 4, 79005 Львів
larysa.heneralova@lnu.edu.ua

Пошарове вивчення стратиграфічних розрізів верхнього баденію на південному заході Східноєвропейської платформи дало змогу виявити літодинамічні типи відкладів подієво-епізодичного механізму формування, які залягають серед нашарувань фонових порід.

Стратиграфічне вивчення неогенових, зокрема, тортонських (баденських) відкладів, які поширені в межах Волино-Подільської плити, розпочато з праць Д. Штура (1859), М. П. Барбота де Марні (1867), М. Ломницького (1873, 1887) та ін. Найповніший огляд стратиграфії і палеофаціальних умов формування палеогенових і неогенових відкладів південно-західної околиці Східноєвропейської платформи та зовнішньої зони Передкарпатського крайового прогину виконав Л. М. Курдін [2]. Його дослідження ґрунтувалися на використанні екологічного методу щодо вивчення викопної фауни у єдності зі середовищем її існування. Головне завдання дослідження – визначення одновікових фацій, з'ясування умов міграції фацій, еколого-фаціальна характеристика відкладів, порівняння палеоекологічних спостережень із даними сучасних обстановок. Так, Л. М. Курдін зазначає, що у стратиграфічному розрізі баденію виокремлюються піски й пісковики з фауною черепашок

молюсків, які мають ознаки захоронення за нестабільних умов седиментації [2]. І. В. Венглінський і В. О. Горецький присвятили літофаціальним стратотипам міоценових відкладів Волино-Поділля, Передкарпатського і Закарпатського прогинів фундаментальну працю, ґрунтуючись, головнo, на комплексах фауністичних решток.

У 60–70-х роках (1958–1974) ХХ ст. створено перше покоління державних геологічних карт масштабу 1:200 000 для території України і Волино-Подільської плити, зокрема, Нікуліна, 1962; Шраменко, 1975; Юркова, 1975. У цей час активно проводять геологознімальні роботи масштабу 1:50 000 (Герасимов, 1970, 1974, Турчинова, 1982), гідрогеологічні (Герасимов, 1967; Стрелкова, 1972) та тематичні дослідження. Зі середини 90-х років ХХ ст. у західних регіонах України розгортаються роботи з геологічного довивчення раніше закартованих площ (ГДП-200) та роботи зі створення державної геологічної карти масштабу 1:200 000 на засадах багатофункціональної базової геологічної основи для господарювання країни і планування та проведення усіх геологічних робіт. Згадані праці у розгляді питань історії геологічного розвитку території досліджень у неогеновий час використовують дані аналізу потужностей, літо- і біофаціальні матеріали та не виділяють літодинамічні типи, які є складовими різних фацій, для з'ясування обставинок осадонагромадження.

Прикладом аналізу неогенових нормально-осадових утворень літостратиграфічним методом, у тім числі з вивчення мінералогічних і гранулометричних особливостей складу порід для волинських шарів сарматського регіоюрусу, є дослідження у верхів'ях і середній течії басейну р. Серет. У працях автор відтворює фонові літофаціальні й палеогеографічні умови формування за кореляції різновікових і різногенетичних неогенових утворень, уточнює межі їхнього розповсюдження та схеми їх розчленування. Проте в літостратиграфічних розрізах відслонень і у керні, крім нормально-осадових утворень, за текстурними, структурними, речовинними і літодинамічними ознаками є геологічні тіла осадового походження, які формувалися за швидких одноразових подієвих (катастрофічних, у тім числі штормових) явищ.

У публікаціях європейських і американських дослідників усередині ХХ ст. під час розгляду палеогеографічних, палеоекологічних та седиментологічних умов формування осадових порід різних регіонів і сучасних океанів протиставляються нормально-осадові й аперіодичні катастрофічні утворення. Для нормально-осадових порід, які відтворюють сталі фонові умови седиментації протягом певного тривалого часу, Г. Энзеле і А. Зейлахер використовують термін «періодити», для аперіодичних (в тім числі, для штормових відкладів – темпеститів) порід уживають термін “подієві утворення”. Штормові відклади неодноразово описані у спеціальній літературі. Їхня наявність зафіксована на різних

стратиграфічних рівнях в осадових басейнах фанерозою і протерозою. Концепцію впливу штормів уперше використано для давніх відкладів D. K. Hobday та H. G. Reading . Уперше термін «темпестити» запропонований D. V. Ager 1974 [3, 5–6].

Останнім часом проводили всебічні дослідження баденських відкладів Східноєвропейської платформи. Детальне вивчення петрографічних особливостей і текстур баденських порід у межах Розточчя України й Польщі дало можливість схарактеризувати їх як такі, що утворилися у нормальному мілководному високоенергетичному морському середовищі близько берегової зони. Науковці класифікували вивчені текстурні депозиційні (седиментаційні), деформаційні та біогенні. Аналіз текстур спонукав їх дійти висновку, що седиментогенез у баденському басейні досліджуваної території відбувався під дією гідродинамічних факторів, на які активно впливали діастрофічні (подієві) обставини, кількість яких збільшувалась у зв'язку з еволюцією Карпатського форланду. Продовження розпочатих досліджень дало змогу в середньоміценових баденських миколаївських і тернопільських шарах на території Тернопільської і Хмельницької областей простежувати масові скупчення деяких видів голкошкірих, приурочених до шарів проксимальних темпеститів.

У стрімких схилах Кортумової гори (Клепарівська височина Розточчя) відслонені фрагменти розрізу баденського регіоарусу. Одне із найбільших колись відслонень неогенових порід на східному схилі гори залучено до геологічних пам'яток стратиграфічного значення й описано як чергування лінзоподібних шарів глауконіт-кварцових пісків із крупною скісною шаруватістю, кварцових пісковиків та багрянкових вапняків із прошарками бентонітових глин, із рештками черепашок молюсків та моховаток [1]. У наш час більша частина цього схилу вкрита трав'янисто-деревною рослинністю, і для дослідження доступні лише невеликі поодинокі фрагменти описаного розрізу, що унеможливає його повноцінне вивчення у стратиграфічному, фаціальному й палеогеографічному аспектах. Натомість проведена авторами ревізія інших виходів порід неогену дала змогу вирізнити особливий тип відкладів у розрізі верхнього баденію. Вони виявлені в пачках піщаних порід, які утворюють невеликі відслонення у верхній частині північно-східного схилу Кортумової гори. Вивчені інтервали розрізу, видимою потужністю до 2,5 м, мають ритмічну будову та численні лінзи уламково-детритового матеріалу. Неогенові породи перекриваються верхньоплейстоценовими лесоподібними суглинками. За положенням у розрізі неогенові породи залягають на мергелях сеноман (?)-маастрихтського ярусу (львівська світа) і належать до баденського регіоарусу середнього міоцену (нижньобаденська опільська світа).

Під час польових робіт вивчено фаціальні особливості літостратиграфічних розрізів Кортумової гори. Особливу увагу звернено на структурно-текстурні ознаки, які відтворюють механізм формування осадів. Структурно-текстурні ознаки дають змогу розшифрувати сукупність процесів транспортування та фіксації на дні басейну седиментації твердої осадової речовини. Вони є головними рисами літодинамічних (генетичних) типів відкладів (у розумінні І. О. Мурдмаа), характеризують специфіку руху твердої осадової речовини і спосіб її транспортування. Іншими словами, в основу класифікації літодинамічних типів покладено типізацію седиментаційних потоків, які їх породжують. Саме тому, вважають вчені, діагностика літодинамічних типів має пряме генетичне значення як результат певних седиментаційних процесів, що входили до складу фаціальних обстановок.

Класифікація нормально-осадових і подієвих літодинамічних типів та реконструкція умов їхньої седиментації ґрунтувалися на порівняльному аналізі структурно-текстурних ознак цих відкладів з моделями різних фацій літоралі, визначених і описаних на засадах актуалізму в сучасних працях зі седиментології [3, 5–6].

У розрізах осадових товщ сучасних і давніх басейнів серед відкладів фонової седиментації трапляються комплекси порід, генетично пов'язані з короткотривалими високоенергетичними процесами, що належать до т. зв. «подієвих утворень». Причиною їхнього формування є стихійні (інколи катастрофічні) конседиментаційні явища: виверження вулкану, сейсмічні поштовхи, пилові бурі, збурення осаду штормовими хвилями, втрата стійкості водонасиченого осаду на схилах басейну тощо. Ці події виводять осадову систему з динамічної рівноваги, до якої вона пізніше послідовно повертається. За генетичного підходу до класифікації серед відкладів подієвого походження вирізняють різні літодинамічні типи, серед яких відмічено темпестити, турбідити, алювіальні утворення. Для діагностики темпеститів дослідники звертають увагу на черепашкові прошарки, конденсовані шари, штормові пісковики, плоскогалькові конгломерати й інші, які належать до геологічних тіл осадового походження, що утворюються внаслідок швидких одноразових катастрофічних явищ.

Темпестити є результатом прибережної штормової седиментації, характерною та однією з головних діагностичних ознак темпеститів є горбиста скісна шаруватість (*hummocky cross stratification* (HCS)). Її розглядають як одну із форм середньо- і крупномасштабної скісної шаруватості, під час утворення якої відкладення осаду відбувалося на нерівну розмиту поверхню дна. Унаслідок цього поверхні нашарування змінюють напрямок і кут падіння (переважно до 10–15°, зрідка більше) і в тривимірному варіанті мають вигляд незакономірного поєднання горбистих виступів із западинами амплітудою до 10–50 см і площею близько 1–5 м.

На думку багатьох дослідників, горбиста скісна шаруватість зумовлена штормовим перевідкладенням піску нижче нормальної хвильової межі. Уламковий матеріал, збурений на мілководді штормовими хвилями, надходить зі зворотними донними течіями у віддалену зону підводного схилу берега й осаджується спершу із водного потоку, а потім випадає із зависі. Ерозійна й акумулятивна дія зворотних донних течій, імовірно, поєднані через імпульсивну та нерівномірну за площею динаміку таких водних потоків і власне мінливу енергію шторму. Відсутність орієнтування за горбистого нашарування підтверджено структурними діаграмами, які виконали дослідники. Це робить горбисте скісне нашарування таким, що різко відрізняється від упорядкованих текстур брижів.

Окремі нашарування – секвенції – розрізу баденського регіоарусу Кортумової гори представлені такими текстурно-структурними елементами:

– нижній – лінзи несортованої піщано-детритової породи з пластинчастими уламками зеленкуватих слабозцементованих аргілітів і черепашками бентосних організмів. Стулки бівальвів часто розташовані опуклою поверхнею догори і паралельно до нашарування. Протяжність лінз – від 0,10–0,15 м до 0,50–1,0 м;

– середній – різнозернистий кварцовий пісковик із кулястими (до 5–7 мм) рештками літотамнієвих водоростей і детритом молюсків. Породи погано сортована, містить обкатані гравію та гравійні зерна. Переважає градаційна шаруватість, окремі прошарки мають скісну шаруватість. Поодинокі слабкообкатані стулки молюсків розташовані субвертикально або під великим кутом до поверхонь нашарування, а у скупченнях дрібних лінз – орієнтовані опуклою поверхнею до підшви шару. Трапляються гілчасті фрагменти колоній моховаток субгоризонтального орієнтування, узгодженого із нашаруванням. Потужність інтервалу – 0,10 м;

– верхній – неясношаруватий дрібнозернистий вапнистий пісковик із кулястими рештками літотамнієвих водоростей, поодинокими стулками і ядрами бівальвів розміром до 1 см. Трапляються ходи мулоїдів у формі трубочок товщиною до 1 мм, орієнтовані субвертикально і похило до покрівлі шару. Потужність інтервалу до 0,21–0,25 м.

Розрізові вивчених відслонень притаманне нашарування низки таких секвенцій зі збереженням головних ознак описаних елементів. Верхня та нижня поверхня окремих ритмів часто нерівна до хвилястої. У підшві секвенцій заглиблені форми підводного розмивання заповнені скупченням органогенного детриту, пелітового матеріалу та гравійних зерен кварцу.

Зважаючи на описані риси будови вивчених відслонень відкладів верхнього баденію, маємо підстави зачислити їх до штормових утворень –

т. зв. темпеститів. Подібні літофації виявлені й детально описані у багатьох розрізах осадових товщ мілкого шельфу давніх морів. Розроблені критерії розрізнення їх від подібних відкладів ритмічного типу шаруватості ґрунтуються, зокрема, на використанні сталої послідовності текстурних інтервалів (знизу догори): L (Lag) – градаційної шаруватості; H – комбінація горизонтальної та лінзоподібної, перехресної (hummocky zone) шаруватості; F – горизонтальної (flat laminae) шаруватості; X – скісної (іноді скісної перехресної) шаруватості (cross laminae); M – пелітоморфної гомогенної породи з текстурами хвильових брижів і біотурбаціями [3, 5-6]. Узагальнений розріз окремої секвенції темпеститів слугує основою (палеткою) для їх вирізнення в осадових розрізах субліторалі. Проте в нашаруваннях штормових відкладів можуть бути відсутні один чи кілька верхніх інтервалів секвенції внаслідок їх розмивання під час подальших штормів, що призводить до накладання (амальгамації) інтервалів горбисто-скісної шаруватості або інтервалів біотурбацій. Секвенції з амальгамованих пісковиків горбисто-скісної шаруватості властиві для проксимальних темпеститів. Дистальні секвенції темпеститів представлені, головнo, пелітовими породами з тонкими лінзами алевритистих і псамітових прошарків.

Будова описаного розрізу нижньобаденських відкладів за багатьма ознаками відповідає штормовим відкладам. На основі головних рис, описаних у працях з седиментології, можна для темпеститів Кортумової гори навести кілька визначальних ознак, які ідентифікують їх як штормові відклади:

По-перше, наявність базальної ерозійної поверхні, яка простежена у подошві усіх шарів. З одного боку, цим обумовлена мінлива потужність шарів та їхня лінзоподібна форма, з іншого, – розподіл уламкового матеріалу з концентрацією останнього у заглибинах розмивання. Зважаючи на відсутність певних елементів у покривельних частинах шарів, можна також стверджувати про розмивання верхніх частин шарів під час чергового шторму.

Другим вагомим доказом штормового походження відкладів є типова форма нашарування у відслоненні, де переважають шари у формі лінз і лінзоподібного вигляду з невитриманою потужністю. Це відповідає типовому елементу будови темпеститів, який називають *горбистою скісною шаруватістю* (hummocky cross-stratification – HCS).

Для темпеститів Кортумової гори у складі такої стратифікації можна вирізнити два рівні: перший – головний, який відповідає відкладенням одного шторму і представлений як уламково-детритовими лінзами, так і переважно псамітовим матеріалом шарів; другий – розглядаючи окремо уламково-детритові та псамітові прошарки. Другий рівень стратифікації з чітким розмежуванням і відокремленням згаданих двох інтервалів зумовлений консистенцією осаду та різкою інтенсивністю

дії хвиль на дно та швидкістю донних течій. На початку шторму хвилі захоплювали на підводному схилі берега дрібногрудкуваті фрагменти літотамнієвих водоростей, які були підняті хвилями і, насамперед, винесені течіями. У міру збільшення енергії хвиль у прибережній смузі розмивання зазнали нелітифіковані піщані осади, які й утворили основну масу темпеститу. Хоча й серед кварцового піску часто трапляється детрит літотамній, подекуди зосереджений у тонкі лінзи всередині шару пісковиків. Крім решток водоростей, у секвенціях темпеститів трапляються поодинокі стулки бівальвій. У лінзах піщано-детритового матеріалу в підшві темпеститів стулки мають стрімке розташування до підшви, вище по розрізу, у псамітовому матеріалі – переважно випуклістю до підшви, що свідчить про транспортування їх потоками (течією).

У покрівельній частині окремих шарів збереглася хвиляста шаруватість, поверх якої залягає тонка плівка пелітоморфного глинисто-карбонатного матеріалу. Цей елемент секвенції темпеститу відображає динамічний режим водної маси моря на час загасання шторму. Пелітоморфна глинисто-карбонатна маса є відкладами постштормової спокійної седиментації.

Аналіз ознак порід Кортумової гори дає змогу відмітити, що вони характеризуються текстурами хаммоки T_{LHFx} , T_{LHx} , T_{LH} з домінуванням ущільнених псамітових порід, представлених амальгамованими горизонтально- й перехресношаруватими (humtrocky) різнозернистими пісковиками з лінзоподібними прошарками несортваного піщано-детритового матеріалу в основі. Зважаючи на структурно-текстурні риси відкладів, склад і характер детритового матеріалу, описана пачка порід на схилі Кортумової гори є проксимальними темпеститами, які мають проміжне розташування між фаціями власне берегових штормових пісків і дистальних темпеститів. У формуванні цих відкладів велику роль, окрім штормових хвиль, які дестабілізували донні осади, відігравали течії, які переносили матеріал штормового руйнування. Беручи до уваги західне орієнтування ніш і борозен розмиву, простягання скісної шаруватості, простягання берегової лінії, можна стверджувати, що у цій частині ранньобаденського моря штормові відклади принесені й осаджені переважно уздовж береговими течіями.

За Л. М. Кудріним, вивчені відклади розташовані у межах районів поширення фації кварцових піщаних осадів у складі дністерсько-пруського поліфаціального горизонту [2]. Пісковики цієї фації під мікроскопом мають різнозернисту структуру і складені із кластичного матеріалу (переважно кварцу) та цементу з дрібнозернистого кальциту. В окремих розрізах різнозернисті піски містять незначні домішки глауконіту. Л. М. Кудрін також зазначає, що у багатьох місцях (Підгірці, Великі Бірки та ін.) серед ясно-сірих різнозернистих пісків є ділянки з великим вмістом

органогенного детриту. Серед пісків і пісковиків цієї фації трапляється черепашковий детрит і почасти накати фауни, які разом з іншими ознаками свідчать про придонні течії. Відклади містять багатий і різноманітний комплекс морської фауни, який міг існувати за оптимальних умов у межах мінливого ландшафту бенталі морського дна, властивого для малих глибин басейну, а саме для верхньої частини субліторалі моря на глибинах до перших десятків метрів. З півночі та північного сходу межею цієї фації була берегова лінія, а на півдні – південному заході, як вважають дослідники, її обмежувала акумулятивна форма типу бару, яка мала велику протяжність і складена відповідним комплексом фацій.

Отже, перше в розрізі неогенової системи околиць Львова і Волино-Поділля вирізнено й описано штормові відклади – темпестити. Окрема секвенція темпеститів Кортумової гори представлена лінзами несортованої піщано-детритової породи в основі розрізу (відповідають початковій шторму) і середньо-крупнозернистим пісковиком, який утворює основну частину їхнього тіла і формувався на час головної фази шторму. Лише окремі секвенції у своїй верхній частині мають інтервали хвилястої шаруватості (фаза затихання шторму) і тонкий наліт глинисто-карбонатної маси нормальних умов седиментації, що свідчить про розмивання цих інтервалів темпеститів донними течіями під час подальших штормів. Нерівні ерозійні поверхні розділу окремих секвенцій, накладення (амальгамація) нижніх інтервалів розрізу переважно піщаного матеріалу та горбисто-скісний тип нашарування є надійними ознаками приналежності вивчених відкладів до проксимальних темпеститів.

Аналіз структурно-текстурних ознак псамітових порід Кортумової гори дає змогу зазначити, що вони характеризуються текстурями T_{LHFx} , T_{LHx} , T_{LH} . Домінування ущільнених псамітових порід, представлених амальгованими горизонтально- й перехресношаруватими (hummocky) різнозернистими пісковиками з лінзоподібними прошарками несортованого піщано-детритового матеріалу в основі, уподібнює їх до літодинамічного типу проксимальних темпеститів.

Штормові відклади Кортумової гори утворюють окремий літодинамічний тип у складі поліфаціального горизонту нижнього баденію, яка формувалася у верхній частині субліторалі. Наявність темпеститів у верхніх частинах розрізів неогену Кортумової гори пояснює особливості мінливості баденських літофацій, про які писали попередники. Зокрема, Л. М. Кудрін зазначає, що у верхах стратиграфічного розрізу баденію залягають піски й пісковики з фауною черепашок моллюсків, які мають ознаки захоронення за нестабільних умов седиментації [2]. Ці відклади спостерігаються, на думку дослідника, в низці місць (Підгірці, Великі Бірки та інші) серед одновікових порід, що дає підстави припускати значне поширення темпеститів у розрізах верхнього баденію та, ймовірно, неогену загалом.

Літодинамічні типи темпеститів, які вирізняють під час польових досліджень, мають ознаки маркувальних горизонтів. Присутність їх у розрізах баденських відкладів сприятиме деталізації локальних і регіональних стратиграфічних та седиментологічних кореляцій, вивченню фонових й епізодичних палеогеографічних, екологічних і генетичних обстановок їхнього утворення.

За морфологічною і структурною подібністю секвенцій темпестити розглядають як утворення подієвого характеру первинного впливу, який заводить регулярні механізми осадконагромадження, що реалізуються у різних формах і хронологічних об'ємах подібної архітектури. Ідеальна подієва секвенція починається грубошаруватими або масивними гальково-піщаними елементами в основі ритму, надбудовується тоншими, головно псамітовими ламінами придонного волочіння, які продовжуються вгору за розрізом скісношаруватими, іноді багатопверховими прошарками різного літофасіального складу і завершуються переважно паралельношаруватими або безструктурними пелітами. Подібність секвенцій (стратифікацій), які утворюються в різних, часто контрастних, гідродинамічних умовах (наприклад, турбідити, прибережні темпестити, альувій), змушує фахівців припускати існування ще одного, з-поміж відомих чинників, структурування осадових тіл [4].

1. Геологічні пам'ятки України: 4 т. / В.П. Безвинний, С.В. Білецький, Д.С. Гурський, О.Б. Бобров та ін.; [за ред. В.І. Калініна, Д.С. Гурського, І.В. Антакової]. К.: ДІА, 2006. Т.1. 320 с.
2. *Кудрин Л.Н.* Стратиграфия, фации и экологический анализ фауны палеогеновых и неогеновых отложений Предкарпатья. Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1966. 174 с.
3. Обстановки осадконакопления и фации : в 2 т./ пер. с англ.; под ред. Х. Г. Рединга. М.: Мир, 1990. Т.1. 352 с.
4. *Тевелев Арк. В.* Последовательность осадконакопления в импульсных (импактных) обстановках седиментации // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2017. Т. 92. Вып. 4. С. 69–80.
5. *Dott R. H.* Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences / R. H. Dott, J. Bourgeois // Geological Society of America. 1982. Vol. 93. P. 663–680.
6. *Einsele G.* Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget. Berlin : Springer–Verlag, 1992. 615 p.

МЕЖА ПАЛЕОЦЕНУ І ЕОЦЕНУ В УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТАХ НА ПІДГРУНТІ ДРІБНИХ ФОРАМІНІФЕР

¹Гнилко С. Р., ¹Гнилко О. М., ²Наварівська К. О.

¹Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
вул. Наукова, 3а, Львів 79035

²Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, Львів 479005

s.hnylko@yahoo.com

ohnilko@yahoo.com

navarivska@gmail.com

Границя палеоцену й еоцену (танету й іпру) в сучасних шкалах геологічного часу проводиться на рівні 56 млн років між форамініферовими зонами P5 і E1 [9]. Вона характеризується значними змінами у складі ссавців, а також оновленням асоціацій форамініфер і вапняного нанопланктону. Біофація аглютинованих форамініфер “*Glomospira*-акме” характеризує червоні та зелені глинисті відклади межі палеоцену й еоцену як у Карпатському регіоні, так і у Північній Іспанії, Марокко, Італійських Апеннінах, Лабрадаторському й Норвезькому морях, Східній Атлантиці [10]. Ця біофація відповідає події короткочасного інтенсивного потепління – палеоцен-еоценовому термальному максимуму (англ. PETM: Paleocene-Eocene Thermal Maximum). Поширення “*Glomospira*-акме” на початку раннього еоцену інтерпретується як наслідок оліготрофічних умов Світового океану [10].

Відклади палеоцену-еоцену Карпат осаджувались в умовах океану Тетис. В українській частині орогену вони поширені в межах Зовнішніх Карпат (Бориславсько-Покутський, Скибовий, Сілезький, Дуклянський, Чорногорський, Свидовецький, Магурський тектонічні покриви) та Внутрішніх Карпат (Монастирецький і Вежанський покриви). Серед них переважають некарбонатні породи, які містять аглютиновані бентосні форамініфери кременистого складу, що вказують на глибини батіалі-абісали поблизу або нижче рівня кальцитової компенсації [3, 4, 6, 10]. Ці форамініфери за таксономічним складом і особливостями морфології подібні до одновікової мікрофауни, поширеної як у Тетичному, так і в Атлантичному регіоні [10]. У мергелистих літофаціях метовської світи (Вежанський покрив = зона Мармароських Скель) і біловезької світи (Магурський покрив) домінують планктонні форамініфери, які свідчать про відкритість і нормальну солоність морського басейну. Для піскуватих відкладів характерна наявність як глибоководних форамініфер, так і перенесеної мілководної мікрофауни.

Пограничні відклади палеоцену й еоцену простежені в багатьох розрізах некарбонатного флішу Українських Карпат за зміною в асоціаціях аглютинованих форамініфер на межі біозон *Rzehakina fissistomata* (палеоцен) і *Glomospira charoides-Recurvoides smugarensis* (нижній еоцен). Характерними видами зони *Rzehakina fissistomata* є *Rzehakina fissistomata* (Grzybowski), *Rz. epigona* (Rzehak), *Rz. minima* Cushman and Renz, *Glomospira diffundens* Cushman and Renz, *Annectina grzybowskii* (Jurkiewicz), *Caudammina ovula* (Grzybowski), *C. excelsa* (Dylazanka), *Haplophragmoides mjatlukae* Maslakova, *Recurvoides varius* Mjatliuk, у нижній частині зони наявні вапнисті бентосні *Cibicidoides padellus* (Jennings). Для верхньої частини зони характерні численні *Popovia beckmanni* (Kaminski and Geroch), *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski) і *Trochammina globigeriniformis* (Jones and Parker) у сушманецькій світі (Монастирецький покрив), або *Spiroplectammina spectabilis* (Grzybowski) у бобруцькій світі (Свидовецький покрив). Численні представники родів *Trochamminoides*, *Paratrochamminoides* поширені у покрівлі зони в сушманецькій світі. Зона *Rzehakina fissistomata* Українських Карпат відповідає однойменній зоні Польських Карпат [11].

Для зони *Glomospira charoides-Recurvoides smugarensis* характерні *Recurvoides smugarensis* Mjatliuk, *Saccamminoides carpathicus* Geroch, *Glomospira charoides* (Jones and Parker), *G. gordialis* (Jones and Parker), *Ammodiscus glabratus* Cushman and Jarvis, *Reticulophragmium intermedium* Mjatliuk, *Karrerulina horrida* (Mjatliuk). Спільно з аглютинованими форамініферами у верхній частині зони трапляються вапнисті бентосні *Cibicidoides subconiferus* Mjatliuk, *C. praconiferus* Mjatliuk, *C. grossoconulus* Mjatliuk. Нижня частина зони, характеризується переважанням представників роду *Glomospira* або численними *Recurvoides* і *Thalmannammina*. У верхах зони поширюються *Reticulophragmium intermedium* Mjatliuk.

Водночас, на сьогодні невідомі розрізи, де межа палеоцену й еоцену була би виражена зміною зональних асоціацій планктонних форамініфер. Зона *Ascaripina ascarinata* (верхній танет) виділена у біловезькій і сушманецькій світах. Верхня частина зони *Morozovella subbotinae*, яка тягнє до середини іпру, і зона *Morozovella aragonensis* (верхній іпру) визначені у метовській світі.

У відкладах Бориславсько-Покутського і Скибового покривів Українських Зовнішніх Карпат межа палеоцену-еоцену обґрунтована аглютинованими форамініферами, нанопланктоном і диноцистами [1, 2, 6, 7]. У багатьох розрізах вона літологічно виражена зміною істотно піскуватих відкладів ямненської світи на тонкоритмічний фліш манявської світи. Ямненська світа (середній-верхній палеоцен) складена масивними і товстошаруватими світло-сірими, жовтуватими іноді вапнистими пісковиками (як правило, поліміктовими), подекуди з прошарками сірих та

зеленкувато-сірих аргілітів і алевролітів, лінзами гравелітів та дрібноуламкових конгломератів, що містять гальку зелених і червоних філітів, кварцу, вапняків, пісковиків. Пісковикам притаманні масивні й пудингові (розсіяні включення гравійно-галькового матеріалу серед псамітів) текстури. У шаруватих породах спостерігаються елементи послідовності Боума (T_{ab} , T_{abc}). За структурно-текстурними ознаками піщанисті утворення ямненської світи є відкладами високогустинних турбідитних і зернових потоків. Ямненська світа згідно перекрита манявською (нижній еоцен), в низах якої простежується горизонт червоних і зелених аргілітів (строкатий горизонт) [2]. Червоні та зелені аргіліти є глибоководними (гемі)пелагічними відкладами. У північно-західній частині Скибового покриву, а також у районах сіл Биткова, Пасічної та деяких інших місцях ямненська світа фаціально заміщується тонко- і різноритмічним «ієрогліфовим» флішем витвицької світи, що вказує на діахронний характер границь літостратонів. У стратотиповому розрізі витвицької світи (р. Тисмениця у м. Борислав) простежено строкатий горизонт, складений червоними і блакитно-сірими слабколітфікованими глинами.

У досліджених нами відкладах ямненської світи (гирло р. Зелем'янка, р. Орява) за аглютинованими форамініферами виділена зона *Rzehakina fissistomata* (палеоцен) з характерними видами – *Rzehakina fissistomata*, *Annectina grzybowskii*, численними *Caudamina excelsa*. Остання поява *Rzehakina fissistomata* відмічена у підшві манявської світи. У строкатому горизонті низів манявської світи (р. Орява), як і в аналогічних відкладах витвицької світи, знайдено численні *Glomospira charoides*, *G. gordialis*, *G. serpens* (Grzybowski), що дає змогу виділити біофацію “*Glomospira*-акме”.

В розрізах відкладів Дуклянського покриву межа палеоцену й еоцену проведена між лютською і стрічавською світами [2]. У відкладах Чорногорського покриву (Скупівський субпокров) межа палеоцену проводиться всередині гнилецької світи (палеоцен - нижній еоцен) [2, 7].

Наші дослідження дали змогу обґрунтувати форамініферами пограничні відклади палеоцену й еоцену у відкладах Сілезького, Свидовецького, Магурського, Монастирецького і Вежанського покривів Українських Карпат.

У Сілезькому покриві виділено відклади низів нижнього еоцену, які відповідають нижній підсвіті сойменської світи [3]. Нижній контакт цих відкладів є тектонічним. Нижньосойменська підсвіта представлена тонко- та середньоритмічним флішем: перешаруванням чорних і зелених аргілітів, сірих аргілітів, алевролітів, дрібно- середньозернистих пісковиків з текстурними елементами Боума (T_{cde} , T_{bcde}). Часто наявні відбитки турбідитних течій і біогліфи. Потужність нижньосойменської підсвіти – до 200 м. Поширення численних *Glomospira charoides*, або

представників родів *Recurvoidea* і *Thalmanamina*, спільно з ранньоеоценовими видами *Saccamminoides carpathicus* і *Recurvoidea smugarensis*, дає змогу зіставити ці відклади з зоною *Glomospira* div. sp. Польських Карпат (низи нижнього еоцену за шкалою Б. Ольшевської [11]) та виділити біофацію «*Glomospira*-акме».

У межах Свидовецького покриву поширені відклади бобруцької світи (палеоцен - верхній еоцен). Світа представлена потужним піщаним сірим флішем – це пласти пісковиків потужністю до перших метрів із лінзами поліміктових гравелітів та прошарками алевролітів і зеленувато-сірих, іноді червоних аргілітів. Згідно залягає на урдинській світі. Завершує стратиграфічний розріз відкладів Свидовецького покриву або (у передовій лусці покриву) перекривається олігоценною менілітовою світою. Потужність бобруцької світи – до 1600 м. Пограничні відклади палеоцену й еоцену виділено всередині бобруцької світи в розрізах по потоку Скороховатий (права притока р. Мокрянка, басейн р. Лужанка, Закарпатська обл.) та по р. Лужанка. Палеоцен (потужність до 550 м) – різноритмічний піщаний фліш з неясновираженими текстурами Боума (турбідити); окремими пластами (потужністю до перших метрів) масивних поліміктових пісковиків і гравелітів із гомогенними та пудинговими текстурами (грейніти), прошарками сірих і зелених тонкопаралельноламінованих чи гомогенних аргілітів (літифікованих продуктів фонові геміпелагічної седиментації). Нижній еоцен (потужність до 600 м) – різно- й товсторитмічний піщаний фліш (турбідити), масивношаруваті пісковики та гравеліти (грейніти) з тонкими прошарками темно-сірих і зеленкуватих аргілітів геміпелагічного походження [4]. Остання поява видів *Rzehakina minima* і *Haplophragmoides mjalukae* завершує розріз палеоцену в бобруцькій світі. Поширення *Recurvoidea smugarensis* і численних *Glomospira charoides* вище за розрізом визначає ранньоеоценовий вік відкладів і дає змогу виділити біофацію «*Glomospira*-акме».

У Магурському покриві пограничні відклади палеоцену й еоцену виділені у вапнистому фліші біловезької світи (палеоцен-еоцен) у розрізах по потоку Каменичка. Тут за планктонними форамініферами визначено зону *Globanomalina pseudomenardii* (пізній зеландій - танет) з характерними видами *Globanomalina pseudomenardii* (Bollі), *Acarinina subsphaerica* Subbotina та зону *Acarinina acarinata* (пізній танет) з численними *Acarinina acarinata* Subbotina і *Subbotina trilocolinoides*. Верхня межа палеоцену проводиться по покривлі зони *Acarinina acarinata*, а вище за розрізом, після невідслоненого інтервалу, встановлена зона *Acarinina bullbrookii* (середній еоцен, лютет). В інших відслоненнях палеоценовий вік біловезької світи обґрунтований знахідкою виду *Subbotina trilocolinoides* спільно з аглютинованими *Ammodiscus tenuissimus* (Grzybowski) і *Lituotuba lituiformis* (Brady). Перша поява *Saccamminoides*

carpathicus і численних *Recurvooides smugarensis* визначають ранньоеоценовий вік відкладів, що залягають вище [5].

У межах Монастирецького покриву поширена сушманецька світа (палеоцен - середній еоцен), де вона становить нижню ланку стратиграфічного розрізу відкладів цього покриву. Нижня межа сушманецької світи має тектонічний характер. Представлена тонкоритмічним, місцями різноритмічним флішем – перешаруванням зелених, сірих, іноді червоних аргілітів, алевролітів і пісковиків із відбитками слідів турбідитних течій і біогліфами («ієрогліфові верстви»). Флішовим ритмам властиві текстурні елементи Боума (T_{bcde} , T_{abcde} , T_{cde}), а в деяких прошарках зелених і червоних аргілітів спостерігається тонка паралельна шаруватість, яка вказує на їхнє геміпелагічне походження. Місцями (права притока р. Тересва – р. Терешул) у сушманецькій світі залягають два строкатих горизонти, складені червоними й зеленими аргілітами з тонкими прошарками алевролітів і дрібнозернистих пісковиків. Нижній горизонт (~ 50 м) тягнє до межі палеоцену - еоцену, а верхній (10-20 м) – до границі нижнього - середнього еоцену [8].

У розрізі по р. Шопурка в мергелистих прошарках встановлена зона *Acarinina acarinata* (пізній танет) з характерними видами *Acarinina acarinata*, *Subbotina triloculinoides*. Вище за розрізом, у невапнистих породах відмічено появу виду *Recurvooides smugarensis*, характерного для раннього еоцену.

У розрізі по потоку Кичера виділено зону *Rzehakina fissistomata*. Стратиграфічно вище у червоних аргілітах нижнього строкатого горизонту визначено біофацію «*Glomospira*-акме». У покрівлі строкатого горизонту відмічено першу появу ранньоеоценового виду *Saccamminoides carpathicus*.

У розрізах по р. Терешул межу палеоцену й еоцену проведено всередині нижнього строкатого горизонту, для якого характерні численні аглютиновані форамініфери, переважно з родів *Trochamminoides*, *Paratrochamminoides*, *Caudammina*, *Glomospira*, *Rhabdammina*. Палеоценовий вік нижньої частини цього горизонту обґрунтовано видом *Subbotina triloculinoides* і скупченнями *Caudammina exelsa*, *C. ovula*, а наявність відносно численних *Glomospira charoides*, *G. gordialis*, *G. serpens* вказує на близькість межі палеоцену й еоцену. У верхній частині горизонту палеоценових видів немає, відмічено появу характерного для раннього еоцену виду *Recurvooides smugarensis* [8]. Цей досліджений нами нижній строкатий горизонт сушманецької світи за віком і складом комплексів форамініфер відповідає аналогічним відкладам низів манявської світи Зовнішніх Карпат. Характерною ознакою цього строкатого горизонту як у сушманецькій, так і у манявській світах є поширення кременистих аглютинованих форамініфер переважно з родів

Trochamminoides, *Paratrochamminoides*, *Caudammina*, *Glomospira*, *Rhabdammina*, *Thalmannammina*.

У межах Вежанського покриву (зона Мармароських Скель) поширена метовська світа (нижній палеоцен - низи олігоцену). Світа поділена на дві підсвіти. Нижня підсвіта складена переважно тонко-середньоритмічним перешаруванням сірих поліміктових слюнистих пісковиків, алевролітів, аргілітів, серед яких у деяких розрізах трапляються лінзи червоних і зелених мергелів. У відкладах не виявлено текстур Боума чи інших ознак турбідитів. Потужність нижньої підсвіти – понад 100 м. Верхня підсвіта складена переважно сірими, зеленувато-сірими і червоними мергелями, іноді з прошарками алевролітів і пісковиків. Мергелі характеризуються гомогенними масивними, іноді шаруватими текстурами, які вказують на їхнє геміпелагічне походження. Потужність верхньої підсвіти – до 80 м. Межа палеоцену й еоцену проводиться або між підсвітами (потік Сліпенький, басейн р. Теребля), або у нижній підсвіті (потік Метова, басейн р. Боржава). У мергелях, розвинених по потоку Метова, виділена верхня частина зони *Morozovella subbotinae* і зона *Morozovella aragonensis* (іпр). Стратиграфічно нижче поширені уламкові породи з аглютинованими форамініферами *Glomospira charoides*, *Karrerulina horrida*, *Textularia agglutinans* Orbigny, *Trochammina advena* Cushman, які вказують на палеоцен - ранньоеоценовий вік відкладів. У відкладах по потоку Сліпенький на близькість межі палеоцену й еоцену вказує підвищення вмісту *Glomospira charoides* у покривлі нижньої підсвіти [8].

Загалом, межа палеоцену й еоцену у відкладах Українських Карпат виражена чіткими змінами у видовому і родовому складі аглютинованих форамініфер. Відмічено зникнення наприкінці палеоцену представників роду *Rzehakina*, характерних видів *Haplophragmoides mjatlukae*, *Recurvoides varius* і поява в ранньому еоцені видів *Saccamminoides karpaticus*, *Recurvoides smugarensis* та перших представників роду *Reticulophragmium*. Характерним є різке зменшення чисельності форм з родів *Caudammina* і *Hormosina* та поступове збільшення чисельності представників роду *Glomospira*, оновлення видового складу родів *Haplophragmoides* і *Recurvoides*. Високий вміст (70-100 % асоціації) представників роду *Glomospira* (низи нижнього еоцену) в манявській, бобруцькій, сушманецькій світах і в нижньосойменській підсвіті дає змогу виділити біофацію “*Glomospira*-акме”, яка характеризує оліготрофічні умови Світового океану, пов’язані з кризовим потеплінням на початку еоцену. Відмітимо практичну відсутність у пограничних шарах палеоцену й еоцену вапнистих бентосних форамініфер, які трапляються в ранньому - середньому палеоцені та значно поширюються після пізнього іпру. Ймовірно, ця відсутність пов’язана з перегрівом

неглибоких придонних вод, характерним для палеоцен-еоценового термального максимуму.

Оновлення видового складу планктонних форамініфер є поступовим в інтервалі танету - раннього іпру. У пізньому танеті зникають такі характерні види, як *Globanomalina pseudomenardii* і *Acarinina subsphaerica*, а вид *Acarinina acarinata* набуває високої чисельності. Палеоценовий вид *Subbotina trilocolinooides* зберігає високу чисельність в асоціаціях зеландію-танету. У ранньому еоцені поширюються види *Morozovella subbotinae* (Morozova) і *M. marginodentata* (Subbotina), відмічено зникнення *Morozovella aequa* (Cushman and Renz) і *Acarinina acarinata*. Після середини іпру в басейні Внутрішніх Карпат поширюються крупні висококонічні, добре скульптуровані *Morozovella aragonensis* (Nuttal) і *M. lensiformis* (Subbotina), а рід *Subbotina* набуває видового розмаїття й високої чисельності, що характеризує сприятливе для розвитку планктону тепловодне середовище.

1. Андреева-Григорович А.С. Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону (диноцисты и нанопланктон): автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. К., 1991. 47 с.
2. Вялов О.С., Габура С.П., Даныш В.В., Лещух Р.Й., Пономарева Л.Д., Романив А.М., Смирнов С.С., Царненко П.Н., Лемшико О.Д., Циж И.Т. Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат. К.: Наук. думка, 1988. 204 с.
3. Гнилко О.М., Гнилко С.Р. Стратиграфія та умови седиментації еоценового флішу Кросненського (Сілезького) покриву Українських Карпат// Геол. журн. 2011. № 2. С. 12–24.
4. Гнилко О. Гнилко С. Стратиграфія палеоценово-еоценового флішу Свидовецького покриву Українських Карпат// Геол. журн. 2012. № 3. С. 59–67.
5. Гнилко С.Р. Стратиграфія за форамініферами палеоценово-еоценових відкладів внутрішніх флішевих покривів Зовнішніх Українських Карпат// Геол. журн. 2015. № 3. С. 87–100.
6. Иваник М.М., Маслун Н.В. Кремнистые микроорганизмы и их использование для расчленения палеогеновых отложений Предкарпатья. К.: Наук. думка. 1977. 118 с.
7. Мятлюк Е.В. Фораминиферы флишевых отложений Восточных Карпат (мел–палеоген). Л.: Недра, 1970. 360 с.
8. Hnylko, S., Hnylko, O. Foraminiferal stratigraphy and palaeobathymetry of Paleocene–lowermost Oligocene deposits (Vezhany and Monastyrts nappes, Ukrainian Carpathians)// Geological Quarterly. 2016. Vol. 60. No. 1 P. 75–103.
9. Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M. A Concise Geologic Time Scale. Elsevier, 2016. 234 p.

10. *Kaminski M.A, Gradstein F.M.* Atlas of Paleogene Cosmopoliten Deep-Water Agglutinated Foraminifera// Grzybowski Foundation Special Publication. 2005. 10. 547 p.
11. *Olszewska B.* Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outher Carpathians: a record of basin geohistory// Annales Societatis Geologorum Poloniae. 1997. 67. P. 325–337.

ДЕЯКІ ОСОБЛИВОСТІ РИФОВИХ ГОРИЗОНТІВ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

Сушко Т.

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів 79005
tatiana.sushko@lnu.edu.ua*

На території Волино-Поділля виділяють чотири рифогенних горизонти: китаїгородський (верхи ландверу – венлок), баговицький (верхи венлоку – низи лудлову), малиновецький (середня частина лудлову) та скальський (верхи лудлову – пржидол). В основному рифогенні горизонти належать до порід силурійського віку [1].

Китаїгородський горизонт складений глинистими відкладами, простежується в межах Передкарпатського прогину та в найбільш зануреній частині Львівського палеозойського прогину. У складі горизонту виділяють світи, які фаціально заміщують одна одну вхрест простягання Волино-Подільської плити, а саме: карасинську, суську, старосільську, фурманівську, мар'янівську, дублянську та тлумацьку. Цей горизонт не входить у межі нашого дослідження, тому в основному на території Волино-Подільської плити вуглеводні розвинуті в баговицькому, малиновецькому та скальському горизонтах [1].

Баговицький, малиновецький та скальський горизонти представлені значною кількістю світ, які детальніше описані в таблиці.

Бар'єрні рифи розвинуті в межах східної частини Волино-Подільської плити у трьох горизонтах: баговицькому, малиновецькому та скальському. Простягаються по лінії: Чернівці – Бучач – Лопатин – Горохів – Локачі. Ширина бар'єрного рифу на території Волино-Поділля коливається в межах 12-15 км. Представлені, в основному, вапняковими породами, які є відмінними для накопичення вуглеводнів [2].

Малиновецькі рифові споруди не мають повсюдного поширення, вони виявлені свердловинами на площах Володимирівська, Мінковичі, Локачі, Горохів і Заложці. Органогенні споруди у скальському і

баговицькому горизонті тягнуться від Володимир-Волинського розлому через усе Волино-Поділля до українсько-румунського кордону. На думку вчених, у межах смуги біогермних споруд силурійського віку на відрізок від Володимир-Волинського розлому до широти м. Львова рифогенні споруди всіх трьох горизонтів збігаються, а далі на південь рифова смуга розділяється на дві гілки: одна гілка – баговицький риф відхиляється на схід, до м. Тернополя, друга – скальський риф простягається через м. Бучач до району м. Чернівців [1].

Промислових накопичень вуглеводнів у межах рифових комплексів на території Волино-Поділля поки що не виявлено, але є численні ознаки нафтогазоносності цих відкладів у вапняках силуру. Найповніше рифові комплекси силуру вивчено на території Локачинської площі, про що свідчать зразки керну, піднятого зі свердловин. Взірці мали нафтовий запах, включення та примазки рідкої нафти по тріщинах і кавернах [3].

Під час випробування рифогенних порід отримано незначні припливи нафти зі свердловини Локачі-12 (скальський горизонт), у свердловинах 15-Локачинська (баговицький горизонт) та 10,15,17-Локачі (малиновецький горизонт) отримано припливи пластової води з великою кількістю розчиненого газу (96 % метану) і плівками нафти. Із порід баговицького горизонту в свердловині 1-Володимирівська отримали приплив газу дебітом 1,4 тис.м³/д. Ці дані свідчать про перспективність пошуків нафти і газу в рифових комплексах Волино-Поділля.

Гідрогеологічні дослідження карбонатних комплексів венлокського, лудловського та пржидольського ярусів показують, що пластові води пов'язані з тріщинно-кавернозно-поровими колекторами в органогенних вапняках і доломітах східної частини басейну та з вапняками глибокого шельфу на заході. Пластові води до належать хлоркальцієвого типу. Для цих водоносних горизонтів характерна висока метаморфізація, мінералізація та хлоркальцієвий тип, які вказують на умови утрудненого водообміну в силурійських відкладах [3].

У баговицькому та малиновецькому горизонті спостерігаються кращі колектори, ніж в скальському, їхня пористість коливається в межах 4-10 %, а проникність сягає $46 \cdot 10^{-3}$ мкм². Екраном для вуглеводнів є перекриваючі їх глинисті вапняки з аргілітами [3].

Нафтопрояви силурійського комплексу порід спостерігали також у структурно-пошукових свердловинах на площах Бережани, Коропець-Пишківці, Марковичі, Підгайці, Горохів і у свердловині Загорівська-1 [3].

Рифові горизонти Волино-Поділля як правило, тяжіють до розривних тектонічних порушень і на окремих ділянках контролюються розломами. Зв'язок між рифовими спорудами та розривними порушеннями, зумовлений наявністю шарніроподібних уступів, які утворювалися на моноклінальному схилі вздовж розломів [1].

У силурі проявилися регресії в баговицькому та на початку скальського часу, які викликали максимальне обміління палеобасейну, інтенсивний розвиток органогенних споруд і рифів, значне розширення на захід акваторій лагун, локальні розмиви осадів у прибережній зоні [1].

На сьогоднішній день біогенні споруди є недостатньо вивчені, тому сформульовано основні завдання, якими необхідно керуватися під час їхнього вивчення:

- встановлення основних параметрів споруд, тобто довжини, ширини, товщини, оконтурювання біогенного тіла;
- детальне вивчення колекторських властивостей і порожнинного простору;
- виявлення співвідношень з перекривними відкладами;
- визначення літологічного складу в розрізі та на площі;
- проведення екологічного аналізу породоутворюючих організмів;
- встановлення типу біогенної споруди;
- регіональний прогноз і виділення зон біогермоутворення та локальний прогноз по окремих зонах;
- прогнозування колекторських властивостей.

На Локачинській площі планується буріння спеціальної свердловини на рифові споруди Локачинського валу в межах свердловини 15-Локачі. Буріння свердловини дасть змогу умовно простежити ймовірні смуги рифів. Передбачувана ширина рифових бар'єрів становить близько 12 км [3].

№	Назва світи	Товщина, м	Літологічна Характеристика
<i>Баговицький горизонт</i>			
1	Баговицька	42-44	Лагунні седиментаційні доломіти й долерити із включеннями гіпсів і ангідритів
2	Конопківська	40-50	Органогенно-детритові, масивні, часто з брекчіє подібною текстурою вапняки
3	Балучинська	45-70	Глинисті вапняки і мергелі з грудкуватою текстурою
4	Ладанецька	45-53	Темно-сірі аргіліти з проверстками

			глинистих і алеврити стих вапняків, мергелів та алевролітів
<i>Малиновецький горизонт</i>			
5	Пудлівська	26-33	Темно-сірі долерити та дрібнозернисті доломіти з гіпсами й ангідритами
6	Галиновольська	37-40	Сірі, зернисті, масивні або брекчієподібні, органогенно-детритові, криноїдні вапняки
7	Семеринська	57-68	Сірі долерити та доломіти
8	Локачинська	0-70	Пелітоморфні або дрібнозернисті, масивні, кавернозні доломіти з проверстками долеритів і вапняків
9	Дітковецька	65-74	Масивні органогенно-детритові вапняки
10	Конівська та Соکیلська	30-70	Грудкуваті глинисті вапняки і мергелі
11	Мерешівська	90-115	Аргіліти з лінзами і грудками пелітоморфних глинистих вапняків
12	Гринчуцька	18-19	Глинисті вапняки і мергелі
13	Радоставська	0-19	Темно-сірі щільні аргіліти
<i>Скальський горизонт</i>			
14	Несвіцька	0-12	Лагунні синювато-сірі, масивні долерити і вапнисті аргіліти з грудками ясно-сірого доломіту
15	Ісаковецька	0-12	Дрібнозернисті вапняки
16	Ордівська	0-12	Масивні, органогенно-детритові, дрібнозернисті та глинисті вапняки
17	Іспаська	0-12	Щільні, чорні аргіліти
18	Пригородська	0-22	Сірі й темно-сірі долерити з проверстками пелітоморфних або дрібнозернистих доломітів, гіпсів і ангідритів
19	Радошинська	0-22	Масивні, плитчасті доломіти з уламками криноїдів і строматопор
20	Маньківська	0-22	Сірі, пелітоморфні, масивні, однорідні вапняки
21	Задарівська	0-22	Глинисті, грудкуваті, пелітоморфні та дрібнозернисті вапняки
22	Кимирська	0-22	Темно-сірі, майже чорні, верстуваті, щільні вапнисті аргіліти
23	Сернівська	103-115	Чергування жовтувато- або темно-сірих, плитчастих, дрібнозернистих доломітів із долеритами й відносно рідкими проверстками доломітизованих і грудкуватих, глинистих вапняків
24	Варницька і Трубочинська	34-67	Грудкуваті глинисті вапняки, мергелі та аргіліти

25	Дарахівська	45-70	Зернисті, масивні, брекчієподібні, криноїдні вапняки
26	Витківська	108-127	Грудкуваті, глинисті вапняки, мергелі та вапнисті аргіліти
27	Глиниська	110-135	Темно-сірі, майже чорні вапнисті аргіліти
28	Дзвенигородська	0-20	Грудкуваті, глинисті вапняки та мергелі
29	Радванецька	18-20	Темно-сірі щільні аргіліти

Характеристика світ баговицького, малиновецького і скальського горизонтів силурійських відкладів Волино-Поділля [1]

1. Бодлак В. П., Дриган Д. М., Колтун Ю. В., Крупський Ю. З., Куровець І. М., Куровець С. С., Михайлов В. А., Сеньковський Ю. М., Чепіль В. П., Чепіль П. М., Шланінський В. Є.. Нетрадиційні джерела вуглеводнів України:/ 8 кн. Кн. 2. Західний нафтогазоносний регіон/ Нац. акціонерна компанія «Нафтогаз України» та ін. – К.: Ніка-Центр, 2014. 400 с.
2. Крупський Ю. З. Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. К.: УкрДГРІ, 2001. 144 с.
3. Крупський Ю. З. Геологія і нафтогазоносність Західного регіону України: монографія. Львів: СПОЛОМ, 2020. 256 с.

РЕГІОНАЛЬНИЙ ЛАНДШАФТНИЙ ПАРК «ЗНЕСІННЯ» (ЛЬВІВ) – НОВИЙ ПОЛІГОН ДЛЯ ПРОВЕДЕННЯ НАВЧАЛЬНОЇ ГЕОКАРТУВАЛЬНОЇ ПРАКТИКИ

Богданова М., Костюк О., Коваль Т.

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 Львів, Україна*

milena.bohdanova@lnu.edu.ua

oleksandr.kostyuk@lnu.edu.ua

tetiana.koval.glg@lnu.edu.ua

Завдяки сучасним інформаційним технологіям навчання стало можливим здобувати якісну освіту на відстані – поза стінами учбових закладів. Зараз в Інтернет-мережі значно поширені інтерактивні електронні курси, різноманітні навчальні матеріали - підручники, навчальні посібники, тексти лекцій, збірники тестових завдань та інші навчальні матеріали з геологічних дисциплін, А система електронного навчання на прикладі платформ Moodle чи MS Teams і поготів дають

змогу певним чином оцінити рівень отриманих знань студентами. Проте жодна система тестування, на наш погляд, не в змозі оцінити ступінь прикладного застосування отриманих знань на практиці. Головний недолік дистанційного навчання полягає у тому, що в ньому нема аналогів практичних і лабораторних занять класичної освіти, де набуваються практичні навички роботи. Передусім, це стосується проходження польових геологічних практик на геологічних факультетах всіх без винятку закладів вищої освіти України. А втім, польова навчальна практика посідає провідну роль у підготовці майбутніх фахівців геологів усіх спеціалізацій, і альтернативи для її проведення в дистанційному режимі досить сумнівні. Головне: саме під час польових досліджень фактичний матеріал, зібраний на природних об'єктах, та отримана геологічна інформація з подальшою її інтерпретацією закладає основу майбутніх геологічних гіпотез і теорій. Зрештою, від якості проведення практики багато в чому залежить кваліфікація майбутніх фахівців.

З огляду на карантинні обмеження, впроваджені з метою запобігання поширенню пандемії COVID-19, для проведення навчальної польової геокартувальної практики запропоновано полігон в межах регіонального ландшафтного парку «Знесіння», який розташований майже в центрі Львова, і є відомим об'єктом геотуризму. Територія парку як навчальний полігон для проходження геокартувальної практики, обраний не випадково, адже тут є численні геологічні об'єкти: природні відслонення відкладів різних геологічних періодів, джерела, штучні відслонення – колишні кар'єри, утворені під час видобування покладів піску відкритим способом. Всі ці об'єкти разом у поєднанні яскраво репрезентують особливості геологічної будови Східноєвропейської платформи в межах Львова.

Унікальна природна спадщина Львова обумовлена специфічним тектонічним і геоморфологічним положенням міста Львова. В структурно-тектонічному аспекті територія Львова і північної частини Львівської області входить до Передкарпатської альпійської крайової системи перикратонних опускань древньої Східноєвропейської платформи з характерним розвитком осадоагромадження і структуротворення упродовж різних епох тектоногенезу – байкальського, каледонського, герцинського. Узагальнено розріз цієї ділянки відображає акрецію земної кори західної периферії Східноєвропейської платформи [7]. Аналіз розподілу потужностей і фацій крейдово-міоценових відкладів та їх структурних особливостей дав змогу вирізняти на тектонічній схемі цієї ділянки платформи структурно-тектонічну зону плат формових піднять [1]. Ця зона простягається широкою смугою (30–40 км) з північного заходу на південний схід і в сучасному вигляді представлена пологим схилом в напрямку Передкарпатського прогину, розбитий скидами на низку тектонічних блоків. Менша північна частина парку з абсолютними

відмітками 250–270 м є в межах Буського тектонічного блоку, який відносять до структур епікарельської Східноєвропейської платформи. Південна і південно-східна частини парку (абсолютні відмітки 350–388 м) знаходиться в межах піднесеного Львівського тектонічного блоку, який відносять до структур Західноєвропейської епігерцинської платформи. Тектонічна межа між цими блоками геоморфологічно виражена стрімким уступом висотою 120–135 м. За морфологічною класифікацією Львівський блок є типовою горстоподібною структурою, обмеженою крупними розломами північно-західного простягання. Він складений теригенно-карбонатними відкладами міоцену, що залягають горизонтально на еродованій поверхні верхньокрейдових (маастрихт) відкладах [1]. Геологічна будова різних частин парку «Знесіння» суттєво розрізняється повнотою розрізів, послідовністю нашарувань, потужністю (товщиною) стратонів, віком, складом порід і залишків палеоорганізмів.

В наукових публікаціях [2–4], автори, які є викладачами та співробітниками геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка, викладено детальний пошаровий опис відслонень території парку «Зесіння». Ці матеріали слугують важливим джерелом інформації щодо стратиграфічного розчленування розрізу досліджуваної території. Виходи порід доступні для спостережень у шести відслонень. Загалом на поверхні відслонюються теригенно-карбонатні відклади верхньокрейдового віку – мергелі *львівської світи*; міоцену (баденського ярусу) – *опільської світи*, які часто і суттєво фациально змінюються по латералі. На більшій частині території вони вверх по розрізу перекриті супісками і суглинками *завадівського* горизонту четвертинної системи.

Як згадано вище, відклади опільської світи баденського регіоярусу фациально досить строкаті. В розрізі цієї світи вирізняють наступні фациї: 1) фация піщано-вапнистих, менше мергелистих осадів (з добре збереженою макрофауною) – *баранівські шари*; 2) фация піщаних осадів – *знесенські шари та кайзервальдські шари*, містять прошарки бентонітів.; 3) комплексфаций водоростевих (літотамнієвих) вапняків – *нарівські шари*; 4) фация органогенних (зооогенних) вапняків – *єрвілевий горизонт, тернопільські шари* [6]. Усі відклади мають горизонтальне залягання.

Головним методичним прийомом для геологічного картування відкладів, що залягають горизонтально є, як відомо, визначення значення абсолютного гіпсометричного положення геологічних площин нашарувань - контактів між шарами. Прив'язку відслонень виконували за допомогою системи глобального позиціонування (GPS) з використанням програми FieldMoveClimo. Простеженню контактів по латералі завадили значна урбаністична завантаженість території парку, адже парк зусібіч межує з міськими вулицями, а деякі з них перетинають парк, чи повністю належать до його території. Крім того, простеженню геологічних контактів

ускладнює значна задернованість території регіонального ландшафтного парку «Знесіння». За результатами проведених польових робіт побудовані колонки розрізів відслонень, де вказано гіпсометричне значення, положення контактів між різними літолого-стратиграфічними підрозділами та їх видима потужність.

Залучення методів палеотектонічного аналізу, зокрема, аналізу потужностей та фацій, аналізу перерв і незгідностей є необхідним для успішної реалізації проведення детальних геокартувальних територій з таким типом залягання. Треба зазначити, що застосування методу аналізу потужностей та фацій має певні обмеження, обумовлені конседиментаційним розвитком структурних форм. Це проявлено в невитриманості потужностей верств по латералі, наявністю текстур гравітаційного оповзання серед верств пісків і пісковиків.

Важливим елементом методу аналізу фацій є інтерпретація циклічності – повторюваності в розрізі шарів певного літологічного складу. В розрізі території парку «Знесіння» така циклічність власне й спостерігається. Маємо на увазі повторюваність в розрізі верств органогенних вапняків на різних стратиграфічних рівнях (*баранівські* та *нараївські* горизонти) та пісків і пісковиків (*знесенські* та *кайзервальдські* шари). Причинами такої циклічності в розрізі є тектонічні події, евстатичні коливання рівня морських басейнів осадконакопичення і кліматичні зміни.

Вагомого значення на сьогодні набуває вивчення мінералого-петрографічного і гранулометричного складу верств піску і пісковиків як індикаторів умов геологічного минулого. З метою подальших лабораторних досліджень в цьому напрямку відібрані проби з *кайзервальдських* і *знесенських верств* пісків для дослідження. Піски цього регіону тривалий час використовувались як сировина в будівельній промисловості, про що свідчить наявність в межах території парку та в околицях Львова численних кар'єрів, як закинутих, так і діючих. Ця обставина також підкреслює необхідність досліджень літолого-петрографічного і гранулометричного складу пісків з метою встановлення якісних характеристик цієї сировини. Результати цих досліджень будуть викладені в наступних наших публікаціях.

Безумовно геологічні спостереження не обмежуються лише вивченням відслонень та гірничих виробок. Добре відомий зв'язок між формами рельєфу і літолого-петрографічним складом порід розрізу та особливостями тектонічної позиції. Серед факторів становлення структурної форми в рельєфі прийнято вирізняти фактори пасивні (або статичні) та активні (або динамічні) [5]. До пасивних (статичних) факторів ми відносимо літолого-стратиграфічні умови і глибину ерозійного зрізу. До активних (динамічних) факторів – відносимо загальні та локальні тектонічні рухи, які обумовили невитриманість потужностей одновікових

товщ по латералі та їх фаціальну мінливість. Застосування геоморфологічного аналізу дало змогу розмежувати морфологічні форми рельєфу, котрі виникли в результаті новітнього розвитку тектонічних деформацій і утворених унаслідок вибіркової денудації порід різної міцності (щільності). Водночас багато елементів рельєфу і ландшафти території парку відносяться до антропогенних, оскільки зазнали змін внаслідок багаторічного видобутку покладів піску (менше мергелів) відкритим кар'єрним способом. В північній частині парку, в півніжжі Лисогірської височини є недіючі піщані кар'єри, які свого часу не були рекультивовані. Тут добре збереглися стрімкі верхні і нижні контури, робочі стінки, підшва кар'єрів, які вичерпно характеризують геометрію, розмір кар'єрів, їхню глибину.

Кореляція побудованих колонок розрізів відслонень разом з комплексним залученням методів палеотектонічного аналізу, зокрема, аналізу потужностей та фацій, аналізу перерв і незгідностей тощо, дали змогу нам в підсумку зробити певні висновки щодо геологічної будови та історії геологічного розвитку досліджуваної площі. Загальна геологічна будова території та геоморфологічні риси форм рельєфу свідчать про тектонічну упередженість до їх закладання. Розвиток цього регіону в неогеновий період пов'язаний з проявами вертикальних диференційованих рухів, котрі суттєво вплинули на характер осадконакопичення та рельєфоутворення. В межах досліджуваної території (західна частина парку) припускаємо існування малоамплітудного розривного порушення субмеридіонального простягання типу скид. Ймовірно, що таких порушень в межах Львівського тектонічного блоку є кілька. Усі вони утворюють систему паралельних скидів, що кулісоподібно облямовують Рава-Руський розлом глибокого закладання. Нагадаємо, що Рава-Руський розлом, що обмежує з заходу з Розтоцькою зоною, а разом з нею і Львівським палеозойським прогином, вирізнений геофізично по інтенсивній зоні інградієнтів поля сили тяжіння та лінійному мінімуму, що свідчить про його глибинний і зсуво-скидовий характер [1]. Цілком очевидно, що впродовж етапу горотворення суміжна ділянка Карпатського орогену та окраїна платформи є спряженими системами і генетично взаємодіють. На різних етапах неоген-четвертинного часу відбувалась активізація розломних зон цієї ділянки земної кори з розвитком спряжених сколів – дрібних розломів субмеридіонального простягання.

Наші висновки попередні, потребують більш серйозної аргументації. Наступні польові спостереження дозволять продовжити дослідження в цьому напрямі.

1. Державнагеологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші М-34XVIII (РаваРуська), М-35-XIII (Червоноград), М-35-XIX (Львів). Київ : Міністерство екології та природнихресурсівУкраїни, 2004. 118 с.

2. *Іваніна А.* Характеристика унікальної палеонтологічної пам'ятки – місцезнаходження міоценової біоти в центрі Львова / А. Іваніна, Г. Гоцанюк, Г. Спільник, Г. Салінська, О. Підлісна // Вісник Львівського університету. Сер. геол. 2016. Вип. 30. С. 149–158.
3. *Іваніна А.* Стандартизована характеристика природних геологічних об'єктів регіонального ландшафтної парку «Знесіння» (Львів) / А. Іваніна, О. Підлісна // Вісник Львівського університету. Сер. геол. 2017. Вип. 31. С. 132-139.
4. *Іваніна А.* Систематизація та характеристика геотуристичних об'єктів регіонального ландшафтної парку «Знесіння» (м. Львів) / А. Іваніна, Г. Гоцанюк, Г. Спільник, О. Підлісна // Вісник Дніпровського університету. Геологія, географія. 2018. № 26 (1). С. 50–63. Doi: 10.15421/111806
5. *Костенко Н. П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М. : Недра, 1972. 309 с.
6. *Лещух Р. Й., Пащенко В. Г., Смішко Р. М.* Геологічна практика на Поділлі і в Українських Карпатах: Навч.-метод. посібн. / Львів: Видавн. центр ЛНУ ім. І. Франка. 2004. 190 с.
7. *Пуцаровский Ю. М.* Резонансно-тектонические структуры // Геотектоника. – 1969. – № 1. – С. 3 –13.
8. *Радзивилл А. Я.* Краевые системы Украинских Карпат и пра-Карпат // Тектоника и стратиграфия. 1975. Вып. 8. С. 10 –20.

ВАПНЯКОВИЙ НАНОПЛАНКТОН ІЗ МЕЗОЗОЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ РІВНИННОГО КРИМУ

Матлай Л.М.

*Інститут геологічних наук НАН України
вул. О.Гончара, 55-б, 01601 Київ
lidiyamatlaim@gmail.com*

У Рівнинному Криму крейдові відклади розкрито численними свердловинами в ході геолого-розвідувальних робіт на корисні копалини. Детальне їхнє вивчення за різними групами фауни і флори дало змогу встановити всі яруси та побудувати стратиграфічні схеми [4, 5]. Але нові дослідження допомагають змогу їх удосконалювати і зіставляти зі сучасними МСШ [10, 11].

Вапняковий нанопланктон вивчали за стандартною методикою [3, 6]. Визначення видів проводили в тимчасових препаратах на біологічному мікроскопі МБІ-6 при збільшенні у 2000 разів. Матеріалом для дослідження слугували зразки з керну свердловин Гвардейська-1, Задорненська-5. Всього опрацьовано 31 зразок, із них 7 зразків без коколіт.

Відклади апту розкрито свердловиною Задорненська-5 в інтервалі 4156,0-4340,0 м, що пробурена на Задорненській площі в південному борті Північно-Кримського прогину. Вони представлені аргілітами темно-сірими алевритистими, вапнистими, гідрослюдицистими, з прошарками глинистих алевролітів і рештками пеліципод. У нижній частині залягають алевроліти з проверстками пісковиків світло-сірих і сірих. Порода збагачена глауконітом, піритом. Вапняковий нанопланктон досліджено в аргілітах інтервалу 4209,0-4214,0 м. Це види *Zeugrhabdotus xenotus* (Stover) Burnett, *Z. diplogrammus* (Deflandre) Burnett, *Stoverius achylosus* (Stover) Perch-Nielsen, *Staurolithes crux* (Deflandre and Fert) Caratini, *S. mutterlosei* Crux, *Rhagodiscus angustus* (Stradner) Reinhardt, *R. asper* (Stradner) Reinhardt, *Chiastozygus platyrhethus* Hill, *Helenea chiastia* Worsley, *Retecapsa crenulata* (Bramlette and Martini) Grün, *Manivitella pemmatoidea* (Deflandre) Thierstein, *Rotelapillus laffittei* (Noël) Noël, *Biscutum ellipticum* (Górka) Grün та інші. За наявністю видів *Eprolithus floralis* (Stradner) Stover вік відкладів датовано не давніше верхів раннього апту [8].

Альбські породи (інтервал 3533,0-3658,0 м) представлені аргілітами темно-сірими вапнистими, з домішками вулканогенного матеріалу, лінзами та проверстками вулканоміктових пісковиків, прошарками кремнеаргілітів і черепашками планктонних форамініфер *Hedbergella infracretacea* (Gl.). Вони залягають на породах апту й поступово замщуються доверху глинами і мергелями сеноману [1]. У відкладах інтервалу 3648,0-3658,0 м встановлено збіднілий комплекс нанопланктону із зональними видами *Tranolithus orionatus* (Reinhardt) Reinhardt, перша поява яких зафіксована з середнього альбу [8]. Пізньоальбський комплекс коколіт визначено в інтервалі 3533,0-3561,0 м: *Zeugrhabdotus xenotus* (Stover) Burnett, *Z. diplogrammus* (Deflandre) Burnett, *Z. noeliae* Rood et al., *Z. embergeri* (Noël) Perch-Nielsen, *Z. scutula* (Bergen) Rutledge and Bown, *Discorhabdus ignotus* (Górka) Perch-Nielsen, *Helenea chiastia* Worsley, *Biscutum constans* (Górka) Black, *Helicolithus compactus* (Bukry) Varol and Girgis, *H. trabeculatus* (Górka) Verbeek, *Eiffellithus monechiaie* Crux, *E. turriseiffelii* (Deflandre) Reinhardt, *E. gorkae* Reinhardt, *Tranolithus orionatus* (Reinhardt) Reinhardt, *Manivitella pemmatoidea* (Deflandre) Thierstein, *Rhagodiscus angustus* (Stradner) Reinhardt, *R. asper* (Stradner) Reinhardt, *Loxolithus armilla* (Black) Noël, *Eprolithus floralis* (Stradner) Stover, *Broinsonia matalosa* (Stover) Burnett, *Cyclagelosphaera margerelii* Noël, *Watznaueria britannica* (Stradner) Reinhardt, *W. barnesiae* (Black) Perch-Nielsen, *W. fossacincta* (Black) Bown, *W. manivittiae* Bukry, *W. biporta* Bukry. За таксономічним складом він відповідає зоні BC27/а пізнього альбу – UC2/а раннього сеноману (за Міжнародною нанопланктонною схемою Д. Барнет [8, 9]) або зоні *Eiffellithus turriseiffelii* (за А. Шумніком [6, 7]).

Вище за розрізом (інтервал 3357,0-3533,0 м) комплекси вапнякового нанопланктону зменшуються в таксономічному і кількісному складі. Вони представлені поодинокими видами роду *Watznaueria*, *Biscutum constans* (Górka) Black, *Tranolithus orionatus* (Reinhardt) Reinhardt, *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre) Reinhardt, *Microrhabdulus belgicus* Hay and Towe, *Zeugrhabdotus diplogrammus* (Deflandre) Burnett, *Z. xenotus* (Stover) Burnett, *Rhagodiscus angustus* (Stradner) Reinhardt, *Discorhabdus ignotus* (Górka) Perch-Nielsen, *Eprolithus floralis* (Stradner) Stover та інші. За геологічним звітом ці відклади належать до верхнього альбу (пачка А-18). Але в них уперше виявлено зональні види нанопланктону *Microrhabdulus decoratus* Deflandre (інтервал 3523,0-3533,0 м) і *Lithraphidites acutus* Verbeek and Manivit (інтервал 3357,0-3363,0 м), що характерні для сеноману [9]. Подальші дослідження за нанопланктоном дадуть змогу більш детально датувати ці відклади.

Альб-сеноманські породи розкрито свердловиною Гвардійська-1, що пробурена на північ від сел. Гвардійське Первомайського району Криму, в інтервалі 2365,0-2430,0 м [2]. Перші відомості про наявність у них вапнякового нанопланктону з'явилися у роботі А.В. Матвеева [2]. Автор встановив комплекси нанопланктону зони *Eiffellithus turriseiffelii* пізнього альбу – раннього сеноману в мергелях краснополянської світи (інтервал 2294,0-2365,0 м). Сеноман-туронські відклади (інтервал 2224,0-2245,0 м) охарактеризовано комплексами коколіт зони *Microrhabdulus decoratus* [2].

Наші дослідження дають можливість уточнити деякі стратиграфічні рівні за вапняковим нанопланктоном. У мергелях інтервалу 2363,0-2370,0 м цієї свердловини виявлено наступний комплекс нанопланктону: *Zeugrhabdotus xenotus* (Stover) Burnett, *Z. diplogrammus* (Deflandre) Burnett, *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre) Reinhardt, *E. gorkae* Reinhardt, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *Corollithion kennedyi* Crux, *Braarudosphaera africana* Stradner, *Watznaueria britannica* (Stradner) Reinhardt, *Tranolithus orionatus* (Reinhardt) Reinhardt, *T. gabalus* Stover, *Tegumentum stradneri* Thierstein, *Broinsonia enormis* (Shumenko) Manivit, *B. matalosa* (Stover,) Burnett, *Helicolithus compactus* (Bukry) Varol and Girgis, *H. trabeculatus* (Górka) Verbeek, *Retecapsa crenulata* (Bramlette and Martini) Grün та інші. За таксономічним складом комплекс належить нанопланктонним зонам BC27/с-UC2/а (за схемою Дж. Барнет [9]) або зоні *Eiffellithus turriseiffelii* в об'ємі раннього сеноману (за А.В. Шумніком [6, 7]).

У відкладах інтервалу 2356,0-2363,0 м визначено збіднілий комплекс коколіт (*Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre) Reinhardt, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *Tranolithus orionatus* (Reinhardt) Reinhardt, *Broinsonia enormis* (Shumenko) Manivit, *Helicolithus trabeculatus* (Górka) Verbeek, *Discorhabdus ignotus* (Górka) Perch-Nielsen,

Watznaueria barnesiae (Black) Perch-Nielsen, *W. manivittiae* Bukry) із зональним видом *Eiffellithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen, перша поява якого зафіксована в туроні [9].

У темно-сірих вапняках інтервалу 2224,0-2231,0 м нанопланктон представлений видами *Eiffellithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen, *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre, *Broinsonia parca* subsp. *expansa* Wise and Watkins, *Micula cubiformis* Forchheimer, *M. swastica* Stradner and Steinmetz, *Kamptnerius magnificus* Deflandre, *Calculites obscurus* (Deflandre) Prins and Sissingh, *Biscutum melaniae* (Górka) Reinhardt, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *Helicolithus anceps* (Górka) Noël, *Reinhardtites levis* Prins and Sissingh та інші. Наявність у комплексі видів роду *Micula* дає змогу датувати відклади не давніше коньякського віку [9, 11]. Але у зразках із глибини 2238,0 м цієї свердловини виявлено зональні кампанські види *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina [6, 9, 11].

Численну асоціацію вапнякового нанопланктону встановлено у вапняках інтервалу 2136,0-2144,0 м: *Eiffellithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen, *E. gorkae* Reinhardt, *Tranolithus orionatus* (Reinhardt) Reinhardt, *T. minimus* (Bukry) Perch-Nielsen, *Uniplanarius gothicus* (Deflandre) Hattner and Wise, *U. trifidus* (Stradner) Hattner and Wise, *Octolithus multiplus* (Perch-Nielsen) Romein, *Biscutum magnum* Wind and Wise, *B. constans* (Górka) Black, *B. melaniae* (Górka) Reinhardt, *B. dissimilis* Wind and Wise, *Haqius circumradiatus* (Stover) Roth, *Micula swastica* Stradner and Steinmetz, *M. staurophora* (Gardet) Stradner, *M. cubiformis* Forchheimer, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *Reinhardtites levis* Prins and Sissingh, *Calculites obscurus* (Deflandre) Prins and Sissingh, *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre, *L. maleformis* Reinhardt, *Broinsonia parca* subsp. *parca* (Stradner) Bukry, *B. parca* subsp. *constricta* Hattner et al., *B. enormis* (Shumenko) Manivit, *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky) Deflandre, *Retecapsa crenulata* (Bramlette and Martini) Grün, *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Cylindralithus biarcus* Bukry, *Staurolithites laffittei* Caratini, *Lithraphidites carniolensis* Deflandre, *Placozygus fibuliformis* (Reinhardt) Hoffmann, *Zeughrabdotos praesigmoides* Burnett, *Z. bicrescenticus* (Stover) Burnett, *Helicolithus anceps* (Górka) Noël, *H. trabeculatus* (Górka) Verbeek, *Ceratolithoides aculeus* (Stradner) Prins and Sissingh, *Chiastozygus amphipons* (Bramlette and Martini) Gartner та інші. Комплекс нанопланктону належить зоні UC15/d пізнього кампану (за Міжнародною нанопланктонною схемою Д. Барнет [9]) або зоні *Broinsonia parca constricta* (за А.В. Шумніком [6, 7]).

У вапняках інтервалу 2116,0-2123,0 м виявлено лише поодинокі крейдові види нанопланктону: *Retecapsa crenulata* (Bramlette and Martini) Grün, *Broinsonia signata* (Noël) Noël, *Watznaueria fossacincta* (Black) Bown, *W. barnesiae* (Black) Perch-Nielsen, *Zeughrabdotos* sp.

У ході проведених досліджень можна зробити такі висновки: 1) за вапняковим нанопланктоном добре визначати зони *Eiffellithus turtiseiffellii* пізнього альбу – раннього сеноману та *Broinsonia parca constricta* пізнього кампану; 2) результати за нанопланктоном доводять перспективність використання цієї групи для детального стратифікування розрізів і міжрегіональних кореляцій.

Автор висловлює щире подяку канд. геол.-мін. наук Л.Ф. Плотніковій за наданий фактичний матеріал.

1. *Волошина А.М.* К характеристике нижнемеловых отложений Равнинного Крыма по фауне фораминифер // Палеонтол. сб. 1966. Вып. 1, № 3. С. 107-110.
2. *Матвеев А.В.* Вапняковий нанопланктон крейди південного схилу Українського щита та його південного обрамлення: автореф. дис д-ра геол. наук: 04.00.09; Відділення стратиграфії та палеонтології ІГН НАНУ. К., 2017. 41 с.
3. Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 1. Известковый нанопланктон / состав. С.И. Шуменко. Л.: Недра, 1987. 240 с.
4. Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України: у 2-х т. Т. 1.: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / гол. ред. П.Ф. Гожик. К.: Логос, ІГН НАН України; 2013. 637 с.
5. Стратиграфія УРСР. Т. VIII. Крейда / відп. ред. О.К. Каптаренко-Черноусова. К.: Наук. думка, 1971. 314 с.
6. *Шумнік А.В.* Вапняковий нанопланктон верхньої крейди Південної України: автореф. дис канд. геол. наук: 04.00.09; Відділення стратиграфії та палеонтології ІГН НАНУ. К., 2002. 20 с.
7. *Шумнік А.В.* Біостратиграфія верхньокрейдових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря і кримського континентального схилу за нанофосиліями // Геол. журн. 2001. № 3. С. 96–104.
8. *Bown P.R., Rutledge D.C. et al.* Lower Cretaceous / In: *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Ed.: Paul R. Bown. London: Chapman and Hall, 1998. P. 86–132.
9. *Burnett J.A.* Upper Cretaceous / In: *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Ed.: Paul R. Bown. London: Chapman and Hall, 1998. P. 132–199.
10. *Ogg G., Ogg Gabi.* Early Cretaceous (103-138 Ma time-slice) // https://timescalefoundation.org/charts/Timeslices/4_Mid-Cret.pdf
11. *Ogg G., Ogg Gabi.* Late Cretaceous (65-100 Ma time-slice) // timescalefoundation.org/charts/Timeslices/3_Late-Cret.pdf

ОСОБЛИВОСТІ СТРАТИГРАФІЧНОГО ПОШИРЕННЯ МІКРОСПОНГІОФАУНИ В КЕЛОВЕЙСЬКИХ ВІДКЛАДАХ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ДДЗ

Клименко Ю.В.

*Інститут геологічних наук НАН України
вул. О. Гончара, 55-Б, Київ 02054, Україна
e-mail yulia_k77@ukr.net*

Келовейські відклади Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) вивчали багато дослідників: Н. Борисяк (1867); П.Н. Савенок (1936); Л.Ф. Лунгерсгаузен (1942-1943); К.О. Цитович, Л.Е. Наливайко, Л.Г. Дайн (1939) [10]; І.М. Ямниченко (1951, 1987) [8; 10]; Б.П. Стерлинг (1953-1959); Е.Ю. Мигачова (1957) [10]; О.К. Каптаренко-Чорноусова (1961) [2, 3]; Ф.А. Станіславський (1961) [7]; М.А. Воронова (1966) [10]; І.І. Нікітін (1983) [5]; М.Й. Бланк [10]; В.В. Пермяков (1983); М.Н. Пермякова (1983) [5]; Д.М. П'яткова (1974, 2007-2012) [6, 9]; О.А. Шевчук (2007, 2012) [11–13]; Ю.Б. Доротяк (2017) [14] та ін. Незважаючи на досить хорошу вивченість цієї території, питання щодо уточнення стратиграфічного об'єму стратонів і стратифікації келовейських утворень до теперішнього часу залишаються дискусійними. Також під час розробки детальної стратиграфічної схем юрських відкладів платформної України актуальною є проблема застосування біостратиграфічних шкал, що базуються переважно на ортостратиграфічних вапнистих планктонних групах. На досліджуваній території юрські відклади подекуди представлені безкарбонатними піщано-глинистими породами, де ці групи відсутні або мають спорадичне поширення в розрізах. Тому провідного значення набувають кременеві мікроорганізми, одними з яких є губки та їхні спікули.

Під час проведення попередніх досліджень келовейських відкладів на території північно-західної частини ДДЗ автор виявив комплекс спікул губок і визначив їхній систематичний склад, доповнив стратиграфічну схему новими палеонтологічними даними, а також монографічно описав нові морфовиди кременевих спікул губок.

Мета даного дослідження – встановити особливості стратиграфічного поширення виявлених морфовидів спікул губок, простежити діапазон їхнього поширення та встановити характерні, супутні й транзитні морфовиди та використати отримані результати у процесі детальної стратифікації келовейських відкладів.

Келовейські відклади на території Дніпровсько-Донецької западини представлені трьома під'ярусами. Виділяються амонітові зони та зони і шари за форамініферами. Нижньокеловейські відклади в північно-західній

частині ДДЗ представлені морськими фаціями, а в північно-західній частині – континентальними. І.М. Ямниченко [9] виділив дві амонітові зони: нижня – *Macrocephalites macrocephalus* і верхня – *Sigaloceras calloviensis*. Д.М. Пяткова [9] за форамініферами виділяє дві зони і шари з форамініферами. У самих низах зони *Macrocephalites macrocephalus*, можливо, і трохи нижче за форамініферами виділяються шари з *Ammodiscus graniferus*. Відповідно зоні *Macrocephalites macrocephalus* виділена форамініферова зона *Guttulina tatarimensis*. Вище виділена зона *Haplophragmoides infracalloviensis*, яка відповідає зоні *Sigaloceras calloviensis*. М.М. Пермякова виділила комплекс остракод для всього нижнього келовею: *Galliaecytheridea alveolata* (Terq.), *G. reticulata* (Lub.), *Fuhrbergiella (F.) milanovskyi* (Lub.), *F. (F.) nikitini* (Lub.), *Pleurocythere explicata* Lub., *P. (S.) sudorocostata* (Lub.) [9].

У середньокеловейських відкладах виділено дві амонітові зони нижня - *Kosmoceras jason*, верхня - *Erymnoceras coronatum*. За форамініферами виділено одну зону *Lenticulina cultriformis* – *Lenticulina pseudocrassa*, котра відповідає всьому середньому келовею і простежується як у ДДЗ, так і на північно-західній околиці Донбасу. Встановлено комплекс остракод, які представлені видами: *Cytherella collapsa* Grekoffi, *Paracypris bellula* Lub., *Schuleridea translucida* Lub., *Lochocythere kazpinaki* Lub. [9].

У верхньокеловейських відкладах за амонітами виділяються зони *Peltoceras athleta* і *Quenstedtoceras lamberti*. Комплекс форамініфер верхнього келовею нечітко виділяється, оскільки частина середньокеловейських видів продовжує існувати в пізньокеловейський час. Характерною особливістю комплексу середньокеловейських форамініфер є поява нових аглютинуючих видів, а також наявність численних спірилінід. За форамініферами виділяється зона *Lenticulina tumida* – *Eristomina elschankaensis*. Остракоди у верхньому келовеї представлені видами *Fastigatocythere interrupta* Trieb., *Fuhrbergiella archangelskyi* (Mand.), *Infracythere dulcis* (Lub.).

Матеріалом для наших досліджень слугували зразки келовейських порід, відібрані з керну свердловини № 1 на околиці с. Чернобай Полтавської області. Обробка матеріалу виконана за допомогою мікрофауністичного аналізу. Спікули губок вилучали зі 150 г породи за стандартними методиками та вивчали за допомогою світлового мікроскопа МБС-1. Морфороди та морфовиди визначали на основі паратаксономічної класифікації, розробленої М.М. Іваніком, яка базується на морфологічних ознаках спікул губок [1].

На території північно-західної частини ДДЗ досліджено келовейські відклади зі свердловини № 1 біля с. Чернобай Полтавської області. У результаті дослідження розрізу келовейських відкладів нами виявлено спікули кременевих губок, форамініфери, а також остракоди і дрібнорослі

двостулкові моллюски. Крім цього, в розрізі на глибині 130,5–131,4 м у алевриті глауконітовому виявлено ходи мулоїдів. Також в алевриті трапляються літифіковані та піритизовані залишки деревини, дрібні уламки черепашок моллюсків. В інтервалі 132,5–134,0 м у глині темно-сірій вапнистій слабоалевритистій, прошарками більш алевритистій із лінзами та прошарками піску кварцового дрібнозернистого наявні крупноребристі двостулкові, грифеї, белемніти. В нижній частині в інтервалі 134,0–135,1 м в алевриті сірому глинистому, вапнистому, слабо слюдиному наявні піритизовані залишки водоростей, відбитки крупноребристих черепашок моллюсків.

Нижньокеловейський під'ярус представлений ічнянською світою, яка складена алевритистою глиною. Тут виявлено комплекс мікроспонгіофауни, у складі якого наявні спікули дрібного розміру, що належать до морфовидів *Oxea* ex gr. *acuminulata* Iv., *O.* ex gr. *mutica* Iv., *O.* ex gr. *intermedia* Iv., *O.* ex gr. *gradato-acutata* Iv. та поодинокі *O.* ex gr. *minuta* Iv., *Strongyl* ex gr. *intermedius* Iv., *Caltrap corrugatus* Iv. et Kl., *Protriaena* ex gr. *abbreviata* Iv., *P.* ex gr. *propincua* Iv., *Plagiotriaena* ex gr. *protea* Iv., *P.* ex gr. *magnifica* Iv., *Prodichotriaena* ex gr. *media* Iv., *P. celloveica* Iv. et Kl., *Plagiodichotriaena* ex gr. *granda* Iv., *P.* ex gr. *transitiva* Iv., *Orthodichotriaena* ex gr. *intermedia* Iv., *O.* ex gr. *minuta* Iv., *Triaena* sp. indet і *Dichotriaena* sp. indet. Серед мікросклер часто трапляється *Microxea nodozariformis* Iv. et Kl. [4; 14].

Характерною особливістю цього комплексу є домінування за чисельністю та різноманіттям одновісних спікул, що, ймовірно, належать кременевороговим губкам. У комплексі також часто трапляються мікроокси. Наявні дугоподібні рабди. Поряд із ними у значно меншій кількості наявні спікули чотирипроменевих губок.

За результатами проведеного аналізу таксономічного складу комплексу спікул губок та простеження вертикального розподілу спікул губок у розрізі нижньокеловейських відкладів встановлено, що комплекс спікул губок з ічнянської світи складають:

1) характерні морфовиди – *Caltrap corrugatus*, *Microxea nodozariformis*;

2) супутні морфовиди – *Protriaena* ex gr. *abbreviata*, *P.* ex gr. *propincua*, *Plagiodichotriaena* ex gr. *granda*, *Prodichotriaena* ex gr. *media*;

3) транзитні морфовиди – *Oxea* ex gr. *gradato-acutata*, *O.* ex gr. *minuta*, *O.* ex gr. *mutica*, *O.* ex gr. *acuminulata*, *O.* ex gr. *intermedia*, *Strongyl* ex gr. *intermedius*, *Plagiotriaena* ex gr. *protea*, *P.* ex gr. *magnifica*, *Plagiodichotriaena* ex gr. *transitiva*, *Prodichotriaena celloveica*, *Orthodichotriaena* ex gr. *minuta*.

Середній і верхньокеловейський під'ярус представлені нижньою частиною іваницької світи, яка складена сірою глиною з прошарками аргілітів. Тут виявлено комплекс мікроспонгіофауни, у складі якого наявні

морфовиди, котрі не були встановлені у відкладах нижнього келовею. Це морфовиди: *Oxysphaeraster primitivus* Iv. et Kl., *Oxysphaeraster* ex gr. *minutus* Iv., *Sphaeraster minimus* Iv. et Kl., *Sphaeraster* ex gr. *torosus* Iv., *Sterraster* ex gr. *fabiformis* Iv., *Oxysphaeraster cellovianus* Iv. et Kl., *Metaster* cf. *notus* Iv., *Oxea curvata* Iv., *Plagiotriaena pacularis* Iv. et Kl., *Protriaena* ex gr. *permodesta* Iv., *Plagiodichotriaena eximius* Iv. et Kl., *Anatriaena fungiformis* Iv. et Kl., *A.* ex gr. *abbreviata* Iv. et Kl., *Caltrop grandus* Iv. et Kl., *C.* cf. *regularis* Iv., *Orthotriaena* ex gr. *intermedia* Iv., *Orthodichotriaena transitoria* Iv. et Kl. *Oxyhexactina* cf. *ordinaria* Iv., *Pentactina* cf. *denticulata* Iv., *P.* ex gr. *ordinaria* Iv., *P.* sp. indet., *Hexactina* sp. indet., *Pinulihexactina* aff. *paniculiformis* Iv., *Stauractina* ex gr. *ordinaria* Iv., *Monocrepides arcuatus* Iv. et Kl., *M. rectus* Iv. et Kl., *Lamina discoformis* Iv. et Kl. [4; 14].

Не виявлено морфовиди, які були наявні в нижньокеловеїському комплексі. Це: *Oxea* ex gr. *minuta*, *Caltrop corrugatus*, *Protriaena* ex gr. *abbreviata*, *Prodichotriaena* ex gr. *media*, *Plagiodichotriaena* ex gr. *granda*, *Plagiotriaena* ex gr. *magnifica*, *Protriaena* ex gr. *propincua*, *Orthodichotriaena* ex gr. *minuta*, *Microoxea nodozariformis*.

Трапляються представники чотирипроменевих спікул губок, притаманні ічнянській світі *Orthodichotriaena* ex gr. *intermedia*, *Prodichotriaena celloveica*, *Plagiotriaena* ex gr. *protea*, *Plagiodichotriaena* ex gr. *transitiva*. Зменшується чисельність дуговидновигнутих рабд і одновісних спікул таких морфовидів *Oxea* ex gr. *gradato-acutata*, *Oxea* ex gr. *mutica*, *Oxea* ex gr. *acuminulata*, *Oxea* ex gr. *intermedia*, *Strongyl* ex gr. *intermedius*. Особливістю комплексу спікул губок із нижньої частини іваницької світи є те, що у складі комплексу переважають міросклери як за кількістю, так і за різноманіттям. Одноосні спікули, що займали в нижньокеловеїському комплексі провідне становище, тут поступаються міросклерам. Змінюється склад чотирипроменевих спікул губок і з'являються спікули шестипроменевих губок.

За результатами проведеного аналізу таксономічного складу комплексу спікул губок і простеження їхнього вертикального розподілу в розрізі середньо-верхньокеловеїських відкладів встановлено, що комплекс спікул губок із нижньої частини іваницької світи становлять: 1) морфовиди, характерні для середньо-верхньокеловеїських відкладів – *Oxea curvata*, *Anatriaena fungiformis*, *Plagiotriaena pacularis*, *Caltrop grandus*, *Monocrepides arcuatus*, *M. rectus*, *Oxysphaeraster cellovianus*, *O. primitivus*, *Sphaeraster minimus*;

2) морфовиди, що вперше з'являються в середньо-верхньокеловеїських відкладах *Oxysphaeraster primitivus*, *O.* ex gr. *minutus*, *O. cellovianus*, *Sphaeraster minimus*, *S.* ex gr. *torosus*, *Sterraster* ex gr. *fabiformis*, *Metaster* cf. *notus*, *Oxea curvata*, *Monocrepides arcuatus* *M. rectus*, *Plagiotriaena pacularis*, *Protriaena* ex gr. *permodesta*, *Plagiodichotriaena eximius*, *Anatriaena fungiformis*, *A.* ex gr. *abbreviata*, *Caltrop grandus*,

C. cf. regularis, *Orthotriaena ex gr. intermedia*, *Orthodichotriaena transitoria*, *Oxyhexactina cf. ordinaria*, *Pentactina cf. denticulata*, *P. ex gr. ordinaria*, *P. sp. indet.*, *Hexactina sp. indet.*, *Pinulihexactina aff. paniculiformis*, *Stauractina ex gr. ordinaria*, *Lamina discoformis*;

3) супутні морфовиди – *Caltrop cf. regularis*, *Anatriaena ex gr. abbreviata*, *Pentactina cf. denticulata*, *P. ex gr. ordinaria*, *Oxyhexactina cf. ordinaria*, *Stauractina ex gr. ordinaria*, *Pinulihexactina aff. paniculiformis*, *Metaster cf. notus*, *Oxysphaeraster ex gr. minutus*;

4) транзитні морфовиди – *Oxea ex gr. gradato-acutata*, *O. ex gr. mutica*, *O. ex gr. acuminulata*, *O. ex gr. intermedia*, *Strongyl ex gr. intermedius*, *Plagiotriaena ex gr. protea*, *Protriaena ex gr. permodesta*, *Orthotriaena ex gr. intermedia*, *Plagiodichotriaena ex gr. transitiva*, *P. eximius*, *Orthodichotriaena ex gr. intermedia*, *O. transitoria*, *Sphaeraster ex gr. torosus*, *Sterraster ex gr. fabeformis*.

3) супутні морфовиди – *Caltrop cf. regularis*, *Anatriaena ex gr. abbreviata*, *Pentactina cf. denticulata*, *P. ex gr. ordinaria*, *Oxyhexactina cf. ordinaria*, *Stauractina ex gr. ordinaria*, *Pinulihexactina aff. paniculiformis*, *Metaster cf. notus*, *Oxysphaeraster ex gr. minutus*;

4) транзитні морфовиди – *Oxea ex gr. gradato-acutata*, *O. ex gr. mutica*, *O. ex gr. acuminulata*, *O. ex gr. intermedia*, *Strongyl ex gr. intermedius*, *Plagiotriaena ex gr. protea*, *Protriaena ex gr. permodesta*, *Orthotriaena ex gr. intermedia*, *Plagiodichotriaena ex gr. transitiva*, *P. eximius*, *Orthodichotriaena ex gr. intermedia*, *O. transitoria*, *Sphaeraster ex gr. torosus*, *Sterraster ex gr. fabeformis*.

Встановлено морфовиди, які є притаманними для всього келовею – *Prodictotriaena celloveica*, *Plagiodichotriaena eximius*, *Oxea ex gr. mutica*, *Oxea ex gr. acuminulata*, *Oxea ex gr. intermedia*, *Protriaena ex gr. permodesta*, *Phyllotrifurcata ex gr. furcata*.

Таким чином, проведені нами дослідження допомогли встановити особливості стратиграфічного розподілу виявлених морфовидів спікул губок, простежити діапазон їхнього поширення і встановити характерні, супутні та транзитні морфовиди спікул губок, що в подальшому буде застосовано під час детальної стратифікації келовейських відкладів, які представлені слабокарбонатними та безкарбонатними породами, особливо в тих частинах розрізу, де немає ортостратиграфічних груп фауни. Створення детальних стратиграфічних схем можливе тільки при комплексному підході, що включає вивчення всіх знайдених груп фауни і флори, розроблення за ними стратиграфічних шкал і їхню кореляцію, що створить взаємний віковий контроль і єдине розуміння стратиграфічних меж.

1. *Иваник М.М.* Палеогеновая спонгиофауна Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов. К.: ИГН НАН Украины. 2003. 202 с.
2. *Каптаренко-Черноусова О.К.* Лентикюліни юрських відкладів Дніпровсько-Донецької западини. К.: ИГН НАН Украины, 1959. 121 с.
3. *Каптаренко-Черноусова О.К.* Форамініфери юрських відкладів Дніпровсько-Донецької западини. К.: ИГН НАН Украины, 1959. 121 с.
4. *Клименко Ю.В.* Новые данные о спикулах губок из келловейских отложений ДДВ (район с. Чернобай) // *Мат. XXXVI сесії Палеонт. тов-ва НАН України.* К., 2015. С. 35-38.
5. *Никитин И.И.* Новые данные по стратиграфии юрских отложений Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины / *Препр.; АН УССР; Ин-т геол. наук.* К. 1983. 54 с.
6. *Пяткова Д.М.* Обґрунтування зонального поділу середньоярських відкладів Східно-Європейської платформи за форамініферами // *Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан і перспективи.* 2007. С. 121-126.
7. *Станиславский Ф.А.* Ископаемая флора батско-келловейских отложений Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкой впадины. К.: Изд-во АН УССР, 1957. 130 с.
8. *Стратиграфічні схеми фанерозою і докембрію України.* К. 1993. 60 с.
9. *Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України.* Т. 1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / гол. ред. П.Ф. Гожик. К.: Логос, 2013. 638 с.
10. *Стратиграфія УРСР.* Т. 7: Юра. К.: Наук. думка, 1969. 216 с.
11. *Шевчук О.А.* Диноцисты из келловейских отложений Центральной Украины // *Альгология.* 2012, № 4. С. 409-417.
12. *Шевчук О.А.* Нові палінологічні дані до характеристики середньоярських відкладів південного борту Дніпровсько-Донецької западини // *Палеонт. зб.* 2007а. № 39. С. 56-65.
13. *Шевчук О.А.* Перші палінологічні дані до характеристики келловейських та пізньоальбських відкладів околиць м. Канева // *От геологии к биосфере. Проблемы настоящего, будущие перспективы.* К., 2007 б. С. 30-31.
14. *Klimenko Yu. V., Dorotyak Yu. B.* The distribution microfossils of the callovian sediments Dniprovsko Donetska depression of the Ukraine. // *Вісник Харк. нац. ун-ту. Сер. Геологія– географія– екологія.* 2016. № 48. С. 72-78.

ДЛЯ НОТАТОК

ДЛЯ НОТАТОК

**Збірник наукових праць за результатами
XII Всеукраїнської наукової конференції**

ПРОБЛЕМИ ГЕОЛОГІЇ ФАНЕРОЗОЮ УКРАЇНИ

Віддруковано у Малому видавничому центрі
біологічного та геологічного факультетів
Львівського національного університету імені Івана Франка.
вул. Грушевського, 4, Львів, 79005