

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ  
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК



**ОБҐРУНТУВАННЯ ГРАНИЦЬ  
СТРАТИГРАФІЧНИХ ПІДРОЗДІЛІВ  
ФАНЕРОЗОЮ УКРАЇНИ ДЛЯ ГЕОЛОГІЧНИХ  
КАРТ НОВОГО ПОКОЛІННЯ**

*19 жовтня 2021 р., м. Київ*

Тези доповідей

Київ – 2021

УДК: 56:551.71/.72, 56:551.73/.78(084.2)(477)

**Тези доповідей наукової конференції «Обґрунтування границь стратиграфічних підрозділів фанерозою України для геологічних карт нового покоління» (м. Київ, Інститут геологічних наук НАН України, 19 жовтня 2021 р.). – Київ, 2021. – 44 с.**

У збірнику представлено тези доповідей наукової конференції до 30-ї річниці Незалежності України «Обґрунтування границь стратиграфічних підрозділів фанерозою України для геологічних карт нового покоління». Конференція проходила в Інституті геологічних наук НАН України 19 жовтня 2021 р. На конференції заслухані доповіді про внесок академіка НАН України П.Ф. Гожика в стратиграфію України, а також про положення границь підрозділів Міжнародної стратиграфічної шкали в осадовому розрізі України, обґрунтування границь регіональних і місцевих стратиграфічних підрозділів фанерозою України та інші питання, пов'язані зі стратиграфією осадового чохла України. Більшість з представлених на конференції доповідей підготовлені за результатами досліджень в рамках програми КПКВК 6541030 (0118U003433).

*Включені до збірки тези представлені в авторській редакції з деякими суто технічними правками.*

Технічне редагування: Н.І. Дикань, К.В. Іванченко, Т.І. Немировська, В.І. Полетаєв, Т.С. Рябоконт

© Інститут геологічних наук  
НАН України, 2021

## ЗМІСТ

<i>Полетаєв В.І., Зосимович В.Ю.</i> Пам'яті відомого палеонтолога і стратиграфа, академіка Петра Феодосійовича Гожики .....	3
<i>Аністратенко О.Ю.</i> Проблеми вивчення та стратиграфічний розподіл червононогих моллюсків у відкладах пізнього міоцену – пліоцену Південної України .....	4
<i>Бояріна Н.І.</i> Обґрунтування регіональних стратонів верхнього карбону Донецького басейну за флорою та еволюційними змінами рослинності.....	5
<i>Веклич О.Д.</i> Обґрунтування границь генічеського, гнатівського, березинського регіоярусів Північної окраїни Донбасу за форамініферами .....	6
<i>Веклич Ю.М.</i> Нагальні питання упорядкування стратиграфічної схеми четвертинних відкладів України .....	8
<i>Вернигорова Ю.В.</i> Обґрунтування границь нижньо-середньоміоценових регіоярусів Східного Паратетіса (кавказій – сармат) у неогенових відкладах Південної України .....	9
<i>Гнилко С.Р.</i> Характерні асоціації аглютинованих форамініфер палеоцен – нижньоеоценових відкладів Українських Карпат .....	11
<i>Дернов В.С.</i> Нові знахідки пізньобашкирських (карбон) моллюсків на Донбасі та їх стратиграфічне значення .....	12
<i>Дикань Н.І.</i> Обґрунтування стратиграфічних підрозділів кайнозою за остракодами ...	13
<i>Єфіменко В.І.</i> Біостратиграфія пограничних серпуховсько-башкирських відкладів Дніпровсько-Донецької западини за форамініферами та водоростями .....	15
<i>Зернецький Б.Ф.</i> До питання про границю іпрського і лютецького ярусів у розрізах Південної України за крупними форамініферами .....	16
<i>Зернецький Б.Ф., Рябоконт Т.С.</i> Границі регіоярусів палеогену Південної України ....	17
<i>Зосимович В.Ю.</i> Новопетрівський регіоярус міоцену Північноукраїнської палеоседиментаційної провінції Субпаратетіса .....	19
<i>Іванченко К.В.</i> Границя вендських і кембрійських відкладів у відслоненні поблизу с. Китайгород (Придністров'я) .....	20
<i>Крохмаль О.І.</i> Геологічна будова та викопна фауна розрізу Нагірне 1 (Одеська обл., Україна) .....	21
<i>Кулянда М.Й.</i> Межі нижнього – середнього та середнього – верхнього міоцену у відкладах Бориславсько-Покутського та Самбірського покривів в Українському Передкарпатті .....	23
<i>Матлай Л.М.</i> Обґрунтування границь місцевих стратиграфічних підрозділів юри південної та центральної України за вапняковим нанопланктоном .....	24
<i>Наварівська К.О.</i> Біостратиграфія і умови накопичення тисальської світи альб–сеноману за дрібними форамініферами (Пенінська зона, Українські Карпати)	25
<i>Немировська Т.І.</i> Сучасний стан проблеми границі між московським і касимовським ярусами карбону в Донецькому басейні.....	27
<i>Ольштинська О.П., Рябоконт Т.С., Шевченко Т.В.</i> Нотатки до визначення границі лютецького і бартонського ярусів еоцену в Північній Україні .....	28
<i>Очаковський В.Ю.</i> Обґрунтування границь місцевих стратонів олігоцену Північної України за спорово-пилковим и даними .....	29

<i>Полетаєв В.І.</i> Основи обґрунтування границь регіональних і місцевих підрозділів палеозою України .....	31
<i>Прилипка С.К.</i> Геохронологічні межі неоплейстоценових відкладів за даними термолюмінісцентного аналізу .....	32
<i>Рябокоть Т.С.</i> До положення границі рюпельського і хатського ярусів олігоцену в осадовому розрізі Південної України .....	33
<i>Рябокоть Т.С.</i> Положення границь ярусів палеоцену і еоцену в осадовому розрізі Південної України .....	34
<i>Рябокоть Т.С., Зернецький Б.Ф.</i> Хіатуси в палеоцен – еоценовому розрізі Північного Причорномор'я .....	36
<i>Сухов О.А.</i> Обґрунтування границь регіональних і місцевих підрозділів турнейського і візейського ярусів Доно-Дніпровського прогину за вапнистими водоростями .....	37
<i>Тузяк Я.М.</i> Глобальна границя кампану/маастрихту (пізня крейда) у розрізах території України (Волино-Поділля, Донбас, Крим) .....	38
<i>Удовиченко М.І.</i> Про деякі недоліки стратиграфічної схеми “докиївського” палеогену центрального сектору Північного Донбасу .....	40
<i>Шевченко Т.В.</i> Обґрунтування границь стратиграфічних підрозділів палеогену Північної України за диноцистами .....	41
Інформація про учасників конференції.....	43

## ПАМ'ЯТІ ВІДОМОГО ПАЛЕОНТОЛОГА І СТРАТИГРАФА АКАДЕМІКА ПЕТРА ФЕОДОСІЙОВИЧА ГОЖИКА

В.І. Полетаєв<sup>1</sup>, В.Ю. Зосимович<sup>2</sup>

Інститут геологічних наук НАН України, Київ

<sup>1</sup> *Vlad\_Poletaev@ukr.net*; <sup>2</sup> *zosimovichvyu@gmail.com*

Ця конференція присвячена пам'яті Петра Феодосійовича Гожика – видатного палеонтолога і стратиграфа, автора більш як 400 наукових публікацій, директора інституту геологічних наук НАН України, академіка НАН України, президента Палеонтологічного товариства України, голови Національного стратиграфічного комітету, заслуженого діяча науки і техніки України, двічі лауреата державної премії в галузі науки і техніки, лауреата премії Тутковського, голови спецради з палеонтології і стратиграфії, головного редактора «Геологічного журналу», володаря кількох державних нагород і кавалера Міжнародного ордена Святого Станіслава III ступеня.

Але для більшості з нас поточна конференція має особливий непересічний присмак тому, що вона присвячена пам'яті не просто видатного вченого без перебільшення світового рівня, а насамперед людини, яку ми багато років знали особисто, зустрічались з ним не тільки в директорському кабінеті, а й в коридорах інституту, спілкувались, часом сперечались, навіть ображались. Проте ми завжди дивувались і захоплювались його невичерпною енергією, ерудицією, неосяжною широтою інтересів, відданістю справі і жаги до розкриття великих і малих таємниць четвертинної геології. Починалось це розкриттям геоморфології, стратиграфії і тектоніки терас багатьох річок півдня України і вело до вирішення проблем гляціології четвертинного періоду і розшифрування карколомних загадок напірно-тектонічних льодовикових дислокацій Канева і гори Пивиха. Наукова доля надала йому можливість як учаснику багатьох наукових експедицій власноруч добувати і вивчати сучасні донні відклади Чорного моря, Атлантичного, Індійського і Південного океанів, повторити плавання відкривачів Антарктиди навколо цього льодового континенту і кінець кінцем бути хрещеним батьком першої і єдиної на цьому континенті наукової станції України «Академік Вернадський».

Особистою школою практичної і теоретичної стратиграфії для Петра Феодосійовича Гожика була розробка детальних стратиграфічних схем алювіальних і лиманних відкладів Чорноморського шельфу в акваторії між дельтами Дніпра і Дунаю, а вивчення фауни морських і прісноводних молюсків цього регіону дали йому змогу поринути у проблеми кореляції, палеогеографії і геологічної історії пізнього кайнозою Паратетіса, а згодом у проблеми кореляції морських і субконтинентальних (північних) відкладів квартеру України. Набутий з часом науковий і адміністративний досвід дозволили йому очолити Стратиграфічний комітет України і надавати необхідну підтримку запровадженню нових, світового рівня розробок у стратиграфію венду і низів кембрію, що належали українським дослідникам, а також впровадженню регіональних стратиграфічних схем верхнього силуру і обґрунтуванню границі силуру з девоном на матеріалах з унікальних розрізів Подністров'я. Вершиною досягнень П.Ф. Гожика в галузі загальної і теоретичної стратиграфії були керівництво модернізацією Стратиграфічного кодексу України та науковий супровід створення капітальної монографії, присвяченої узагальненню досягнень десятків співробітників наукових і виробничих організацій за останні майже 50 років у стратиграфії відкладів верхнього протерозою і фанерозою України. На жаль, світ побачив тільки перший

том цього видання (венд, палеозой, мезозой), а другий том забарився, і з відомої сумної причини науковий керівник його не побачить.

Тому кожний виступ на меморіальній конференції, кожна довідка про нову розробку в галузі біостратиграфії і біохронології осадових відкладів венду і фанерозою України набуває значення особистого внеску в дань пам'яті цього видатного вченого і дорогої нам людини, яка все своє життя, талан і знання віддала на користь сучасників і нащадків, на розвиток України, яку він щиро любив.

## **ПРОБЛЕМИ ВИВЧЕННЯ ТА СТРАТИГРАФІЧНИЙ РОЗПОДІЛ ЧЕРЕВОНОГИХ МОЛЮСКІВ У ВІДКЛАДАХ ПІЗЬНОГО МІОЦЕНУ – ПЛІОЦЕНУ ПІВДЕННОЇ УКРАЇНИ**

О.Ю. Аністратенко

Інститут геологічних наук НАН України, Київ

*olga.anistrat@gmail.com*

Червоногі молюски озер-морів Східного Паратетіса, на відміну від двостулкових, до цього часу є вивченими недостатньо. Між тим, ключове значення гастропод для палеозоогеографії та палеоекологічних реконструкцій завдяки сучасним підходам до цієї групи також стає більш ключовим, що перед усім вимагає глибокої фауно-систематичної ревізії та одночасного уточнення меж стратиграфічного поширення видів. В цілому, наразі склалися наступні уявлення про розвиток червоногих молюсків у пізньому міоцені – пліоцені Східного Паратетіса.

Основу ранньомеотичного комплексу червоногих молюсків склали види – нащадки середземноморських мігрантів, більшість з них є ендеміками, але сформованими в якійсь проміжній водоймі на шляху до меотичного басейну (Ильина и др., 1976). Також значною складовою меотичної фауни гастропод є автохтони (наприклад, види роду *Coelacanthia*). Найменшою складовою були нащадки сарматських автохтонних форм та одиниці спільних з сарматом видів.

Нерівномірність солоності меотичної водойми в різних ділянках відображена у розвитку солонуватоводної фауни молюсків у розпріснених ділянках – на південному заході України, півдні Молдови, північному заході Болгарії та півдні Румунії (Невесская и др., 1986). Ця фауна з великою ймовірністю є предковою для сучасних гастропод понто-каспійської групи (зокрема *Neritidae*, *Caspiinae* та *Pyrgulinae*). У пізньому меотисі, в зв'язку з прогресивною ізоляцією басейну та притоком прісних вод (особливо у західних районах) поширення зазнали в основному солонуватоводні види (Рошка, 1973 та ін.). В цей час розвиваються ендемічні піргуліни каспійського вигляду, а також оригінальні роди *Maеotidia*, *Staja*, *Andrusoviella*, *Barassia* (Ильина и др., 1976). Але в той же час, у зв'язку з короткочасними з'єднаннями з Середземномор'ям, на деяких ділянках меотичного басейну – Ріонській затоці та Єникальській протоці – з'являються окремі осередки середземноморських мігрантів та їх нащадків (*Gibbula maеotica* тощо) (Ильина, 1980 та ін.).

Серед понтичних видів молюсків за походженням виділяються успадковані з меотичного басейну, мігранти з суміжних водойм та ендемічні форми, що виникли вже в понтичний час. В цей час розвивається оригінальна фауна солонуватоводних гастропод, що

характеризується наявністю *Valenciennius*, *Zagrabica*, *Theodoxus* та піргуліноподібних гідробіід.

У кіммерійський час широкого розвитку зазнали гастроподи прісноводної родини Viviparidae, що в купі з прісноводними Neritidae та представниками двостулкових з родини Unionidae свідчать про більш низьку солоність, ніж у понтичній водоймі.

Червоногі молюски пізнього пліоцену Евксинської (Чорноморської) області вивчені дуже фрагментарно. Так, відомо, що у гурійській водоймі доволі численними були гастроподи родів “*Hydrobia*”, “*Turricaspia*” та *Theodoxus*. Для Каспійської області акчагильські та апшеронські гастроподи більш відомі завдяки окремим дослідженням (Колесников, 1950; Али-Заде, 1973 та ін.). Але ці дані також вимагають глибокого осучаснення для використання у стратиграфічних розробках та вивченні гастропод, що існували одночасно у евксинському басейні.

Таким чином, одне з нагальних завдань біостратиграфії Східного Паратетіса можна сформулювати як з’ясування границь поширення червоногих молюсків у пізньому міоцені – пліоцені з одночасною ревізією їх систематичного складу для використання у сучасних палеозоогеографічних, палеоекологічних та палеокліматичних реконструкціях.

## **ОБҐРУНТУВАННЯ РЕГІОНАЛЬНИХ СТРАТОНІВ ВЕРХНЬОГО КАРБОНУ ДОНЕЦЬКОГО БАСЕЙНУ ЗА ФЛОРОЮ ТА ЕВОЛЮЦІЙНИМИ ЗМІНАМИ РОСЛИННОСТІ**

Н.І. Бояріна

Інститут геологічних наук НАН України, Київ

*nboyarina@ukr.net*

Проведені фітостратиграфічні та палеофітоценологічні дослідження, по результатах яких встановлено макрофлористичні зони та послідовність змін рослинних угруповань, які є основою для обґрунтування регіональних стратонів за флористичними даними. На основі вивчення комплексів рослинних решток в палеофітоценологічному аспекті, що включає визначення складу рослинних угруповань та аналіз процесу трансформування рослинного покриву при зміні еколого-ландшафтних умов, встановлено чотири етапи розвитку пізньокам’яновугільного рослинного покриву. Етапи характеризуються набором палеосинтаксонів в ранзі порядку. Зміни етапів розглядаються як палеофітоценологічні події, які виражені зміною домінуючих рослинних угруповань певних типів ландшафтів. Формування нових типів угруповань є проявами фітоценогенетичних процесів, які приводили до палеофітоценологічних перебудов та зміни етапів. Встановлені етапи відповідають обсягам чотирьох регіональних стратиграфічних підрозділів Донецького басейну.

Торецький регіоярус відповідає обсягу однієї підзони *Sphenopteris rossica* макрофлористичної зони *Odontopteris cantabrica* та двом зонам *Lobatopteris lamuriana* і *Sphenopteris mathetii*. Торецький час характеризується домінуванням вологих тропічних лісів приморських заболочених низовин порядку *Neuroptero ovata* – *Lobatopteretalia lamuriana* та заплавно-дельтових рівнин порядку *Subsigillario* – *Acithecetalia polymorpha*. Підосва торецького регіоярису, що збігається з нижньою межею підзони *Sphenopteris rossica*,

відповідає рівню палеофітоценотичної події, яка виражена еволюційним оновленням видового складу угруповань вологих тропічних лісів приморських низовин та заплавно-дельтових рівнин і угруповань сезонно-сухого рідколісся річкових долин.

Калинівський регіоярус у складі двох горизонтів зіставляється з двома підзонами *Pecopteris densifolia* та *Odontopteris schlotheimii* зони *Sphenophyllum angustifolium*. Часовий інтервал регіоярису відповідає етапу розвитку рослинного покриву, який характеризується домінуванням вологих лісів приморських низовин порядку *Calamito suckowii* – *Pecopteretalia densifolia* та заплавно-дельтових рівнин порядку *Subsigillario* – *Odontopteretalia schlotheimii*. Підшва калинівського регіоярису відповідає рівню палеофітоценотичної події, яка проявилась в формуванні нових угруповань вологих тропічних лісів приморських низовин та заплавно-дельтових рівнин за еволюційно-прогресивною моделлю фітоценогенезу в результаті еволюційного оновлення їх складу.

Миронівському регіоярису з двома горизонтами відповідає зона *Autunia conferta* з двома підзонами. Луганський горизонт співвідноситься з підзоною *Autunia naumannii* та відповідає етапу розвитку рослинного покриву, який характеризується домінуванням сезонно-сухого рідколісся річкових долин порядку *Autunietalia conferta-naumannii*, а також поширенням вологого рідколісся приморських низин порядку *Calamito* – *Pecopteretalia jongmansii* та заплавно-дельтових рівнин порядку *Neuroptero crassinervis* – *Pecopteretalia arcuata*. Підшва луганського горизонту відповідає рівню палеофітоценотичної події, яка виражена появою нових типів угруповань трьох порядків, із яких формування угруповань сезонно-сухого рідколісся річкових долин згідно еволюційно-прогресивній моделі фітоценогенезу обумовлене еволюційним оновленням їх складу, а формування угруповань вологого рідколісся приморських низовин і заплавно-дельтових рівнин за субституційно-регресивною моделлю фітоценогенезу – скороченням видового складу та зміною домінантів лісових угруповань.

Вискрівський горизонт зіставляється з підзоною *Sphenopteris germanica* – *Pecopteris daubreei* зони *Autunia conferta* та відповідає етапу поширення вологих рідколісних угруповань приморських низовин порядку *Odontoptero schlotheimii* – *Pecopteretalia daubreei* та сезонно-сухих рідколісних угруповань озерно-лагунальних рівнин порядку *Pecoptero daubreei* – *Sphenopteretalia germanica*. Нижня межа вискрівського горизонту відповідає рівню палеофітоценотичної події, яка виражена появою цих нових типів вологих та сезонно-сухих рідколісних угруповань, формування яких проходило за міграційно-прогресивною моделлю фітоценогенезу та пов'язано із розширенням видового складу угруповань в результаті міграції рослин і появою нових домінантів без еволюційних змін флори.

## **ОБҐРУНТУВАННЯ ГРАНИЦЬ ГЕНІЧЕСЬКОГО, ГНАТІВСЬКОГО, БЕРЕЗИНСЬКОГО РЕГІОЯРУСІВ ПІВНІЧНОЇ ОКРАЇНИ ДОНБАСУ ЗА ФОРАМІНІФЕРАМИ**

О.Д. Веклич

Інститут геологічних наук НАН України, Київ  
*veklych\_od@i.ua; veklych.od@gmail.com*

Згідно Стратиграфічних схем фанерозою України (Стратиграфія, 2013) верхньокрейдові відклади Північної окраїни Донбасу об'єднані в генічеський (сеноман), гнатівський (турон,



коньяк), березинський (сантон, кампан і маастрихт) регіоюруси. Аналіз форамініфер у комплексах і їх вертикальний розподіл у верхньокрейдових відкладах даного регіону дозволив визначити види, які вимирали та з'являлися на межі регіоюрусів, що дало змогу обґрунтувати границі зазначених регіональних стратиграфічних підрозділів цієї території.

У верхньокрейдових відкладах Північної окраїни Донбасу за бентосними форамініферами були визначені форамініферові зони (знизу вгору): *Gavelinella cenomanica* і *Lingulogavelinella globosa* – в сеномані, *Gavelinella nana*, *Gavelinella ammonoides* і *Gavelinella moniliformis* s. l. – в туроні, *Gavelinella kelleri*, *Gavelinella costulata*/*Gavelinella thalmani* – в коньяку, *Gavelinella infrasantonica*, *Gavelinella stelligera* – в сантоні, *Gavelinella clementiana clementiana*, *Cibicidoides temirensis*, *Brotzenella monterelensis*, *Globorotalites emdyensis* і *Angulogavelinella gracilis* – в кампані, *Neoflabellina reticulata*, *Brotzenella complanata* і *Hanzawaia ekblomi* – в маастрихті (Веклич, 2021).

Генічеський регіоюрус. Нижня границя регіоюрусу за форамініферами визначається присутністю альбських видів і появою сеноманських: *Gavelinella cenomanica*, *Tritaxia cenomana*, *Lingulogavelinella formosa*, *Cibicidoides gorbenkoi*, *Guembelitra cenomana*. В кінці середнього сеноману альбські види вимирають та з'являються нові *Lingulogavelinella globosa*, *Gaudryina folium*, *G. arenosa*, *G. serrata*, "*Bolivina*" *kushensis*, *Globorotalites hangensis*, а також в кінці верхнього сеноману починають свій розвиток – *Gavelinella vesca*, *Cibicides lipidus*. Верхня границя регіоюрусу визначається зникненням видів: *G. cenomanica*, *L. globosa*, *G. folium*, *G. arenosa*, *Globigerina (Hedbergella) infracretacea*.

Гнатівський регіоюрус. Нижня границя регіоюрусу визначається появою цілої низки бентосних туронських видів: *Gavelinella nana*, *G. kelleri*, *Tappanina simplex*, *Arenobulimina minima*, *A. orbignyi*, *Reussella turonica*, *Praebulimina ventricosa*, *Marginotruncana marginata*. В середньому туроні з'являються *Gavelinella ammonoides*, *G. kelleri dorsoconvexa*, *Gaudryina angustata*, *Stensioeina granulata kelleri*, *Reussella carinata*, *Marginotruncana lapparenti*. У верхньому туроні з'являються види *Gavelinella moniliformis*, *Reussella kelleri*. З нижнього коньяку починають свій розвиток *Gavelinella kelleri*, *Ataxophragmium nautiloides*, *Osangularia whitei*, *Stensioeina granulata*, *Reussella kelleri*, *Eouvigerina cretacea*. У середньому коньяку відбувається поява *Gavelinella costulata*, *G. thalmani*, *G. infrasantonica*, *Spiroplectamina embaensis*. Верхня границя регіоюрусу визначається зникненням *S. granulata*, *G. kelleri*, *G. moniliformis*, *G. ammonoides*, *A. nautiloides*.

Березинський регіоюрус. Нижня границя регіоюрусу визначається масовим розвитком *Gavelinella infrasantonica* та появою видів *Pyramidina buliminoides*, *Cibicides excavatus*, *Valvulineria mariei*, *Stensioeina exsculpta*. У верхньому сантоні з'являються *Gavelinella stelligera*, *G. umbilicatula*, *G. santonica*, *Sitella carseyae*, *Spiroplectamina rosula*, *Orbignyia variabilis*, *O. sacheri*, *Gaudryina rugosa*, *Cibicidoides aktulagayensis*, *C. temirensis*, *Bolivinoidea strigillatus*. З нижнього кампану починають свій розвиток *Gavelinella clementiana pseudoexcolata*, *G. dainae*, *G. bistellata*, *Bolivinoidea decoratus*, *Plectina convergens*, *Rugoglobigerina rugosa*. У середньому кампані відбувається поява *Heterostomella foveolata*, *Eponides grodnoensis*, *Gavelinella clementiana laevigata*, *Brotzenella monterelensis*, *B. taylorensis*, *Globorotalites emdyensis*, *Cibicidoides voltzianus*, *Bolivina kalinini*, *B. incrassata*, *Bolivinoidea delicatulus*, *Gaudryina pyramidata*. У верхньому кампані з'являються *Angulogavelinella gracilis*, *Spiroplectamina suturalis*, *Osangularia navarroana*, *Cuneata minutus*, *Heterostomella bullata*, *Brotzenella complanata*. З нижнього маастрихту починають свій розвиток *Neoflabellina reticulata*, *Cibicidoides bembix*, *Bolivina decurrens*, *Pseudouvigerina*

*cristata*, *Hanzawaia ekblomi*, *Eponides peracutus*. У верхньому маастрихті з'являються *Anomalinoidea pinguis*, *Praebulimina imbricata*, *Cuneata maastrichtica*, *Spiroplectamina kasanzevi*, *Allomorphina obliqua*, *Rugoglobigerina macrocephala*, *Rugotruncana tilevi*. Верхня границя регіорусу є ерозійною (вище з розмивом залягають відклади палеогену). Тут відбувається різка зміна верхньокрейдного комплексу форамініфер дат-палеоценовим. Ця границя визначається зникненням видів: *Gavelinella welleri*, *G. midwayensis*, *Anomalinoidea pinguis*, *P. imbricata*.

## **НАГАЛЬНІ ПИТАННЯ УПОРЯДКУВАННЯ СТРАТИГРАФІЧНОЇ СХЕМИ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ УКРАЇНИ**

Ю.М. Веклич

Український геологорозвідувальний інститут, Київ  
*veklych\_um@ukr.net*

Відсутність затвердженої стратиграфічної схеми четвертинних відкладів у повному обсязі створює значні труднощі для українських науковців різних напрямів геолого-палеогеографічної спрямованості.

Наприкінці 2018 року було проведене спільне засідання підкомісії четвертинного періоду (ПЧП) та українського осередку INQUA, де серед іншого були затверджені україномовні та англійськомовні назви кліматолітів "Стратиграфічної схеми четвертинних відкладів України" (ССЧВУ) та перенесення її ранньої межі на рівень 2,6 млн років.

Одразу після затвердження згаданих змін виявилися декілька суттєвих питань щодо стратиграфічної схеми четвертинних відкладів України, які потребують якнайшвидшого вирішення. Головним серед них є питання затвердження нової редакції ССЧВУ (з урахуванням затверджених та нових рішень ПЧП), адже за діючими правилами стратиграфічного кодексу України ССЧВУ має бути оформлена відповідним чином.

Необхідно наголосити, що затвердження нової ССЧВУ потребує узгодження і вирішення низки питань, як у зв'язку з новими рішеннями ПЧП, так і з науковими проблемами, які накопичилися з 1993 року. Одне з таких питань - положення меж підрозділів крупного рангу. У відповідності до правил нашого законодавства, чинними залишаються межі крупних підрозділів попередньої ССЧВУ 1993 року (наведена у Стратиграфічному кодексі (2012) ССЧВУ є лише прикладом). Проте, у чинній схемі (Стратиграфическая, 1993) відсутній підрозділ, який виник при затвердженні нової ранньої межі четвертинного періоду на рівні 2,6 млн років. Отже, *першим нагальним питанням затвердження нової редакції ССЧВУ є або затвердження назви нового підрозділу, або включення його кліматолітів у еоплейстоцен.*

Наступним, не менш важливим завданням упорядкування ССЧВУ, є вирішення питання положення меж підрозділів крупних рангів - системи, відділу, розділу та ланки відносно меж палеогеографічних етапів (кліматолітів). За основу, безумовно, необхідно взяти межі ССЧВУ 1993 року, проте, щодо цих меж потрібно внести необхідні зміни насамперед внаслідок нового рішення про зниження нижньої межі до 2,6 млн років. З іншого боку, на попередніх засіданнях обговорювалися думки щодо доцільності зміни положення границь більшості підрозділів крупного рангу: верхнього плейстоцену (до подошви кайдацького

кліматоліту), середнього (до підошви лубенського кліматоліту) та нижнього (до підошви крижанівського кліматоліту).

Автор вважає за доцільне *знизити нижню межу верхнього плейстоцену до підошви кайдацького кліматоліту*. Це приймається багатьма четвертинниками, і суттєво не вплине на результати узгодження нових карт Держгеолкарти–200 з вже виданими. Також це дозволить вирішити низку наукових проблем, зокрема кореляції відкладів континентальних та морських формацій.

Ще пропозиція - у наступній редакції ССЧВУ *замінити термін "четвертинний період" на "квартер"*. Термін "четвертинний період" має і матиме "традиційне" значення, тоді як "квартер" не тільки уособлює новий віковий діапазон молодих відкладів, але і включає як стратиграфічні, так і палеокліматичні, палеопедологічні, геоморфологічні, неотектонічні, геологічні тощо аспекти, що значно зближує українську науку з зарубіжними аналогічними напрямками.

Також бажано *замінити у назві ССЧВУ термін "схема" на "шкала"* з огляду на акцент на "віковий" зміст. З цими змінами назва ССЧВУ матиме наступну редакцію "Шкала палеогеографічної етапності та детальної стратиграфії квартеру України".

Автор підготував на основі чинної ССЧВУ з відповідними затвердженими змінами ПЧП проект нової схеми–шкали для предметного обговорення, внесення пропозицій, змін та доповнень на наступному засіданні ПЧП.

Є ще низка також важливих питань щодо ССЧВУ, проте вони потребують додаткових досліджень і обговорень.

1. *Необхідність визначення до якого палеогеографічного етапу (та якої його частини) належить рівень 2,6 млн років.*

2. *Остаточно не вирішена проблема зіставлення палеогеографічних етапів та їх меж з епізодами ізотопної шкали MIS-OIS.*

3. *Незавершеним залишається питання ієрархії наймолодшої групи кліматолітів - від кайдацького до причорноморського та голоценового включно.*

4. *Вже очевидно, що нова редакція ССЧВУ має бути доповнена розширеною версією, в яку увійдуть усі напрацювання всіх українських четвертинників у формі самостійних колонок та супровідних текстів пояснювальної записки до них.*

## **ОБҐРУНТУВАННЯ ГРАНИЦЬ НИЖНЬО-СЕРЕДНЬОМІОЦЕНОВИХ РЕГІОЯРУСІВ СХІДНОГО ПАРАТЕТИСА (КАВКАЗІЙ – САРМАТ) У НЕОГЕНОВИХ ВІДКЛАДАХ ПІВДЕННОЇ УКРАЇНИ**

Ю.В. Вернигорова

Інститут геологічних наук НАН України, Київ  
*july.vern@gmail.com*

Проблема визначення границь нижньо-, середньоміоценових регіоярусів та простеження їх у розрізах Південної України пов'язана із збіднілим складом біоти на певних стратиграфічних рівнях та подібним літологічним складом відкладів суміжних стратиграфічних інтервалів.

*Кавказький регіоярус.* Нижня границя співпадає з границею палеоген-неогена і встановлюється (східна частина Північного Причорномор'я) за появою специфічних диноцист

(Веселов, Григорович, 1971; Андреева-Григорович, 2004 та ін.). Також вона простежується за бентосними форамініферами (південно-західна частина Керченського п-ова) (Вернигорова, Рябоконт, 2018). За літологією границя розпізнається тільки у східній частині Північного Причорномор'я (підшва чорнобаївської світи) (Вернигорова, 2015 та ін.).

*Сакараульський регіоарус.* Нижня границя простежується за бентосними форамініферами (південно-західна частина Керченського п-ова) (Вернигорова, Рябоконт, 2018) та діатомеями (Кримський п-ів) (Ольштынська, 1996; Olshtynska, 2001). За літологією границя не розпізнається.

*Коцахурський регіоарус.* Нижня границя простежується за діатомеями (східна частина Північного Причорномор'я) (Ольштынська, 1996; Olshtynska, 2001) та за бентосними форамініферами (південно-західна частина Керченського п-ова) (Вернигорова, Рябоконт, 2018). За літологією її можливо розпізнати у східній частині Північного Причорномор'я (підшва каржинських верств та, можливо, маячківської світи) (Вернигорова, 2014–2016 та ін.).

*Тарханський регіоарус.* Нижня границя простежується за бентосними форамініферами, молюсками та нанопланктоном (південно-західна частина Кримського п-ова, Керченський п-ів) (Носовський и др., 1976; Иванова, Барг, Богданович, 1998 та ін.). За літологією границя регіоаруса розпізнається на південно-західній частині Кримського п-ова (підшва прудової товщі) та, можливо, у східній частині Північного Причорномор'я (підшва маячківської світи) (Вернигорова, 2014–2016). На Керченському п-ові недостатньо підстав для розпізнавання нижньої границі тархана; пропонується не виділяти насирську світу (Вернигорова и др., 2012), а збільшити стратиграфічний об'єм арабатської та алагольської світ, включивши в неї тарханські відклади.

*Чокрацький регіоарус.* Нижня границя простежується за бентосними форамініферами та молюсками (Керченський п-ів) (Ананиашвили, 1985 та ін.). За літологією її можливо розпізнати у Північному Причорномор'ї (підшва гладківської, новокаховської та тимошівської світ), на Кримському п-ові (підшва тарханкутської, новокаховської та мекензіївської світ) та на Керченському п-ові (підшва владиславівської світи, булганакських верств та завітненської світи) (Вернигорова, 2014–2016).

*Караганський регіоарус.* Нижня границя простежується за молюсками (південь України) (Стратиграфія, 1975). За літологією вона розпізнається на Керченському п-ові (підшва караларської та красногірської світ та верхньої підсвіти завітненської світи) (Вернигорова, 2014).

*Конкський регіоарус.* Нижня границя простежується за молюсками, форамініферами, остракодами (південь України) (Присяжнюк, Коваленко, Люльева, 2007 та ін.). За форамініферами можливо простежити нижню границю верхньої частини конки (Verbyhova, 2018). За літологією границю регіоарусу можливо розпізнати на Керченському п-ові (підшва петровської світи) (Вернигорова, 2014).

*Сарматський регіоарус, нижній регіонід'ярус.* Нижня границя простежується за молюсками, форамініферами, остракодами (південь України) (Стратиграфія, 1975). За літологією вона розпізнається у Північному Причорномор'ї та на Кримському п-ові (підшва красноперекопської та григор'ївської світ), на Керченському п-ові (підшва красноперекопської світи) (Вернигорова, 2014–2016).

## ХАРАКТЕРНІ АСОЦІАЦІЇ АГЛЮТИНОВАНИХ ФОРАМІНІФЕР ПАЛЕОЦЕН – НИЖНЬОЕОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

С.Р. Гнилко

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів  
s.hnylko@yahoo.com

Стратиграфічну послідовність відкладів палеоцену і еоцену обґрунтовано у відкладах, що складають Бориславсько-Покутський, Скибовий, Сілезький, Дуклянський, Чорногорський, Свидовецький, Магурський тектонічні покриви Зовнішніх Карпат та Монастирецький і Вежанський покриви Внутрішніх Карпат (Мятлюк, 1970; Іваник, Маслун, 1979; Андреева-Григорович и др., 1984; Вялов и др., 1981, 1988; Гнилко, Гнилко, 2011, 2012; Hnylko, Hnylko, 2016).

Флішеві відклади палеоцену-еоцену Карпат є переважно невапнистими і містять кременисті аглютиновані форамініфери, які за таксономічним складом і особливостями морфології подібні до одновікової мікрофауни Тетисної і Атлантичної областей (Kaminski, Gradstein, 2005). Вапнисті літофації у відкладах Карпат поширені локально і тяжіють до верхів нижнього – верхнього еоцену.

В досліджених розрізах (Гнилко, Гнилко, 2011, 2012; Hnylko, Hnylko, 2016) сойменської і витвицької світ (Сілезький покрив), урдинської і бобруцької світ (Свидовецький покрив), сушманецької (Монастирецький покрив) і метовської (Вежанський покрив) світ автором виділені характерні асоціації глибоководних аглютинованих форамініфер згідно з працями (Haig, 1979; Kuhnt, Kaminski, 1989; Kaminski, Gradstein, 2005).

Асоціація “*Rzehakina*” (палеоцен) приурочена до середньо-тонкоритмічного флішу сушманецької і урдинської світ, червоних аргілітів витвицької світи. Характеристика асоціації: середнє розмаїття (20 видів, 15 родів); перевага родів *Silicobathysiphon*, *Glomospira*, *Annectina*, *Rzehakina*, *Hormosina*, *Caudamina*; присутність поодиноких вапнистих форм.

Асоціація “*Rhabdammina*” (палеоцен – ранній еоцен) поширена у ритмічному фліші сушманецької, урдинської та бобруцької світ. Характеристика асоціації: розмаїття від низького до середнього (10–30 видів, 5–15 родів); перевага трубчастих форм (40–90 %) родів *Nothia*, *Psammosiphonella*, *Rhizammina*, *Hyperammina*, *Silicobathysiphon*.

Асоціація “*Recurvoides*” (пізній палеоцен-ранній еоцен) поширена у фліші сушманецької світи і в зелених аргілітах сойменської світи. Характерне середнє розмаїття (22 види, 15 родів), домінування родів *Recurvoides* і *Thalmannammina*.

Асоціація “*Paratrochamminoides*” (пізній палеоцен) виділена в червоних і зелених аргілітах нижнього строкатого горизонту сушманецької світи. Для асоціації характерні: високе розмаїття (40 видів, 20 родів); чисельні *Trochamminoides* і *Paratrochamminoides* (до 25 % форм); *Glomospira* (до 15 % форм), *Ammodiscus*, *Caudamina*, *Thalmannammina*, *Karrerulina*.

Перша (нижня) асоціація “*Glomospira*” (початок раннього еоцену) поширена в зелених аргілітах сойменської світи і червоних аргілітах нижнього строкатого горизонту сушманецької світи. Низьке розмаїття (кілька родів і видів) та домінування роду *Glomospira* (70–80 % форм) характеризують асоціацію. Поширення таксономічно збідненої першої біофації “*Glomospira*-акме” на початку раннього еоцену інтерпретується як наслідок оліготрофічних умов Світового океану (Kaminski, Gradstein, 2005). Ця біофація відповідає

події короткочасного інтенсивного потепління – палеоцен-еоценовому термальному максимуму (англ. PETM: Paleocene-Eocene Thermal Maximum).

Друга (верхня) асоціація “*Glomospira*” (межа раннього – середнього еоцену) визначена у верхньому строкатому горизонті сушманецької світи, де відповідає другій біофації “*Glomospira*–акме” Західного Тетису і Атлантики (Kaminski, Gradstein, 2005).

Асоціація “*Glomospira*–*Karrerulina*” (межа раннього-середнього еоцену) виділена у верхньому строкатому горизонті сушманецької світи безпосередньо стратиграфічно вище від другої асоціації “*Glomospira*”, а також у зелених аргілітах витвицької світи. Характеристика асоціації: середнє розмаїття (приблизно 20 видів з 15 родів); чисельні *Glomospira* (20–40 % форм), *Karrerulina* (15–35 % форм), *Trochamminoides*, *Paratrochamminoides*. Асоціація зіставляється з біофацією “*Karrerulina*–акме” Західного Тетиса і Атлантики (Kaminski, Gradstein, 2005) за віком, родовим і видовим складом форамініфер.

## НОВІ ЗНАХІДКИ ПІЗНЬОБАШКИРСЬКИХ (КАРБОН) МОЛЮСКІВ НА ДОНБАСІ ТА ЇХ СТРАТИГРАФІЧНЕ ЗНАЧЕННЯ

В.С. Дернов

Інститут геологічних наук НАН України, Київ  
[vitalydernov@gmail.com](mailto:vitalydernov@gmail.com)

В результаті вивчення колекцій середньокам'яновугільних цефалопод та неморських пелеципод Центрального Донбасу (південь Луганської області) автором отримано нові дані щодо біостратиграфії верхнього башкиру цього регіону.

А моноїдеї. Генозона *Branneroceras*–*Gastrioceras*, яка умовно виділялась на Донбасі А.В. Поповим (1979) в інтервалі  $G_1$ – $H_6$ , нами поки що не ідентифікується, так як тут не знайдено представників роду *Branneroceras*. Другий номінальний рід генозони (*Gastrioceras*) не може вказати на вік відкладів, хоча його представники не є рідкістю у вивченій колекції. Зазначений рід відомий у відкладах верхньої половини башкиру – нижній частині московію (Богословская и др., 1999). Можливо, що ця генозона відповідає нижній частині моспинської світи (вапняк  $G_1$  – сланці в 50 м нижче вапняку  $G_1^2$ ), так як тут не знайдено роду *Axinolobus* (індексу більш молоді зони *Diabloceras*–*Axinolobus*), хоча присутні представники роду *Gastrioceras* при відсутності амоноїдей найвищої генозони нижнього башкиру (*Bilinguites*–*Cancelloceras*).

Знахідки представників роду *Axinolobus* на Донбасі дозволяють впевнено виділити генозону *Diabloceras*–*Axinolobus* в об'ємі верхньої половини моспинської світи – низів кам'яньської світи (до вапняку  $K_3$ , в підшві якого на Донбасі проводиться башкирсько–московська межа). За даними В.Є. Руженцева та М.Ф. Богословської (1978), дана генозона є найвищою зоною башкирського ярусу, і тому її верхня межа співпадає з межею башкирського та московського ярусів. Дана генозона корелюється з найвищою частиною світи Блойд (англ. Bloyd Formation) – вапняком Кісслер (англ. Kessler Limestone), сланцями Дай (англ. Dye Shale Member) та сланцями Трейс Крік (англ. Trace Creek Shale Member), тобто з найвищою частиною відділу морроу нижнього пенсильванію. На думку А.В. Попова (1979), близький вік мають також так звані «вапняки села Солонці» на Уралі. Вид *Axinolobus percostatum* (Schmidt) відомий з відкладів, що залягають в 114 м нижче вугільного шару № 4

в розрізі Ла Камоча (Астурія, Іспанія). Тому тут також можна впевнено виділити генозону *Diaboloceras–Axinolobus*.

Пелециподи. З моспинської світи автором встановлено шість форм неморських пелеципод: п'ять видів та одну форму, визначену лише до роду. Зі сланців покрівлі вугільного шару  $g_2$  визначено *Carbonicola obtusa* (Hind, 1894) та *Naiadites* sp. З покрівлі вугільного шару  $g_1^2$  ідентифіковані *Curvirimula trapeziforma* (Dewar, 1939) та *C. tessellata* (Jones, 1891), а з алевролітів в 43 м нижче вапняку  $G_1^2$  – *Carbonicola rectilinearis* Trueman et Weir, 1948 та *C. limax* Wright, 1934.

Види *Carbonicola rectilinearis* Trueman et Weir, 1948 та *Carbonicola limax* Wright, 1934 в Західній Європі відомі в зоні *lenisulcata* (низи вестфалу А). *Curvirimula trapeziforma* (Dewar, 1939) вказується із зони *communis* (середня частина вестфалу А). *Curvirimula tessellata* (Jones, 1891) має широкий діапазон стратиграфічного поширення – від нижнього карбону до зони *communis*, а вид *Carbonicola obtusa* (Hind, 1894) відомий з верхів зони *communis* (Warth, 1967).

Нові дані дозволяють доповнити біозональну схему розмежування кам'яновугільних відкладів Донбасу, запропоновану М.Т. Сергєєвою (1984). Верхню частину нижньої половини моспинської світи я відношу до шарів з *Carbonicola rectilinearis*, які, вірогідно, відповідають верхній частині зони *lenisulcata* Західної Європи. Нижньою межею цих шарів є підшва потужної пачки пісковиків в 43 м нижче вапняку  $G_1^2$ ; верхньою межею є – підшва вугільного прошарку  $g_1^2$ . Зона *Carbonicola pseudorobusta*, що була виділена М.Т. Сергєєвою як шари з фауною, виділяється в інтервалі: покрівля вугільного шару  $g_1^2$  – вугільний пласт  $h_6^1$ . Ця зона відповідає зоні *communis* Західної Європи.

Для зони *Carbonicola pseudorobusta*, за даними М.Т. Сергєєвої (1981, 1984), характерні наступні неморські пелециподи: *Carbonicola* aff. *bipennis* (Brown), *C.* aff. *communis* Davies et Trueman, *C. tumida* Tschernyshev, *C. venusta* Davies et Trueman, *C. mutila* Tschernyshev, *Anthracosphaerium* aff. *fuscum* (Davies et Trueman), *An. bellum* (Davies et Trueman), *An. janischewskii* (Tschernyshev), *Anthraconaia curtata* (Brown), *Anthr. smolaninovskiensis* (Tschernyshev), *Anthr. attenuata* (Tschernyshev), *Anthr. poteriba* Pastsiels, *Naiadites excavatus* Tschernyshev. Крім того, з даної зони відомий ряд видів більш широкого стратиграфічного поширення.

Таким чином, верхньобашкирська амоноїдна генозона *Diaboloceras–Axinolobus* корелюється з пелециподовими зонами *communis*, *modiolaris*, *lower similis* та *pulchra* Західної Європи.

## ОБГРУНТУВАННЯ СТРАТИГРАФІЧНИХ ПІДРОЗДІЛІВ КАЙНОЗОЮ ЗА ОСТРАКОДАМИ

Н.І. Дикань

Інститут геологічних наук НАН України, Київ  
*natalidykan@gmail.com*

В основу розчленування кайнозойських відкладів і обґрунтування границь стратиграфічних підрозділів за остракодами покладено біостратиграфічний критерій і широкий комплекс методів і аналізів (Дикань, 2006, 2016). Біостратиграфічний критерій базувався на наявності угруповань викопних остракод, що відрізняються від таких у підстилаючих і перекриваючих

верствах та мають верхню і нижню границі, встановлені за першою появою та зникненням характерних видів, на наявності видів-індексів (ценозона); обмеженому стратиграфічному положенні виду (біозона); періодах розквіту видів і родів (акмезона); співвідношенні середземноморських і каспійських остракод (екозона), солонуватоводних, прісноводних та морських остракод (екозона); присутності в угрупованнях екологічно спеціалізованих видів – стенобіонтів та еврібіонтів (екозона); аналізі популяційної чисельності видів у палеоугрупованні та їх динаміці у часі (екозона) (Стратиграфічний кодекс, 2012). Проведено аналіз географічного поширення остракод (континенти, окрім Австралії; Світовий океан) та стратиграфічного положення остракод у вертикальному розрізі верхньокрейдових – сучасних, морських і континентальних відкладів.

Вперше за палеонтологічними даними (остракодами) обґрунтовано границю між мезозойською та кайнозойською ератемами (Український щит, Болтишська імпактна структура). На границі крейди (верхній маастрихт) – палеоцену (ранній палеоцен) відбулась зміна родового складу остракод – зникли мезозойські роди *Cytherelloidea*, *Argilloecia*, *Cythereis*, *Brachycythere*, *Pondoina*, *Roastrocytheridea* (Південна Америка, Європа), *Macronotella* (Український щит, Болтишська імпактна структура); з'явилися роди *Buntonia*, *Krithe*, *Trachyleberis*; визначено види-індекси нижнього палеоцену *Cytherella boltyshevae* (перша поява у відкладах нижнього палеоцену; Український щит, Болтишська імпактна структура) та *Clithrocytheridea ljubimova* (палеоцен Голарктичного поясу). У ранньопалеоценових відкладах виділено акмезону *Cytherella* (найбільше видове різноманіття видів роду *Cytherella* серед остракод; Український щит, Болтишська імпактна структура) (Дикань, 2018).

У відкладах міоцену обґрунтовано за остракодами наступні границі. Границя середнього сармату (бессарабській горизонт) – верхнього сармату (херсонський горизонт) визначається за зникненням видів-індексів середнього сармату *Leptocythere bosqueti*, *Cyprideis torosa* і морських остракод (роди *Pontocythere*, *Loxoconcha*), а також за появою видів-індексів верхнього сармату *Caspiocypris labiata*, *Bacunella dorsoarcuata* і солонуватоводним складом остракод (Чорне море, Таманський п-ів) (Дикань, 2011).

Границя нижнього і верхнього меотису визначається зникненням видів-індексів нижнього меотису *Candona expressa*, *Loxoconcha immodulata*, *Pontoleberis laevis*; за появою видів-індексів верхнього меотису *Mediocytherideis fossata*, *Cytheridea burdigali*, *Leptocythere polymorpha*, *Loxoconcha babazanica* (Чорне море, Таманський п-ів).

Границя верхнього меотису – понту визначається за зникненням видів-індексів верхнього меотису *Mediocytherideis fossata*, *Cytheridea burdigali*, *Leptocythere polymorpha*, *Loxoconcha babazanica* (Чорне море, Таманський п-ів). Понт. Остракоди понту представлені рекурентними видами меотису (Чорне море, Таманський п-ів) (Дикань, 2011).

Границя міоцену – пліоцену маркується за зникненням представників роду *Advenocypris* (*A. centropunctata*, північно-західний шельф Чорного моря), появою у пліоценових (нижньокімерійських) відкладах морських остракод (роди *Pseudocytherura*, *Xestoleberis*, *Mediocythereis*, *Cushmanidea*, північна частина Чорного моря; рід *Pontocythere*, східна частина Чорного моря) (Дикань, 2011, 2012).

Границя пліоцену (куяльницький регіоарус) – квартеру (гурійський регіоарус) визначається за зникненням у кінці куюльнику підроду *Pontoleberis* і 48 видів, включно з індекс-видами пліоцену *Cyprideis pontica*, *Euxinocythere (M.) crebra*, *Amnicythere mironovi*, *A. multituberculata*, *Camptocypris lobata*, *Loxoconcha subcrassula*, *L. verticalitercostata*,



*Xestoleberis (X.) cellulocus*, *Xes. (P.) communis*, *Xes. (P.) laevis*, *Tyrrhenocythere trabzonensis*, *Tyr. sollertissimorete*, *Candona (C.) expressa*, *Cypria arma*, *Ilyocypris caspiensis*; за появою у гурійський час виду-індексу гурію *Amnicythere postbissinuata* (північна частина Чорного моря) (Дикань, 2012, 2019, 2020).

## **БІОСТРАТИГРАФІЯ ПОГРАНИЧНИХ СЕРПУХОВСЬКО-БАШКИРСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ ЗА ФОРАМІНІФЕРАМИ ТА ВОДОРОСТЯМИ**

В.І. Єфіменко

Інститут геологічних наук НАН України, Київ

*valentyana.paleontolukr@gmail.com*

Історія вивчення карбону Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) розпочалась в кінці 30-х років ХХ ст. і пов'язана з іменем Л.Г. Дайн. Згодом до мікрофауністичних досліджень карбону ДДЗ долучились Н.Є. Бражнікова, П.Д. Потієвська, М.В. Вдовенко, В.О. Погребняк, Г.Д. Киреева та ін. Оскільки виявилось, що застосування стратиграфічної схеми Донбасу для детального розчленування карбону ДДЗ має певні складнощі, доцільним стало створення місцевої стратиграфічної схеми карбону ДДЗ, що базувалась на результатах вивчення найбільш поширеної і доступної для вивчення в свердловинах групи фауни – форамініфер, підрозділами якої стали мікрофауністичні горизонти (МФГ). Пізніше ця базова схема уточнювалась та деталізувалась різними дослідниками. Робота над удосконаленням стратиграфічних схем карбону регіону продовжується дотепер і є пріоритетною з огляду на нафтогазоперспективність ДДЗ. Попри те, що МФГ ДДЗ формально мають пріоритет серед назв деяких горизонтів ДДП і вже традиційно використовуються у стратиграфії карбону ДДЗ, вони мають недоліки (великі обсяги, відсутність опису стратотипів, тощо). Окрім того, Стратиграфічний кодекс України вимагає використовувати горизонти, стратотипи яких встановлені у доступних для дослідження розрізах. Отож, у стратиграфії карбону ДДЗ як субрегіону ДДП, слід користуватися регіональними підрозділами (горизонтами), встановленими у Донбасі.

Останнім часом нами було проведено дослідження кам'яновугільних відкладів ДДЗ, розкритих низкою пошукових та розвідувальних свердловин Євгенівського, Кружилівського, Західно-Вергунського та Марківського родовищ, свердловинами Мигринська–1, Шубинська–675, параметричними свердловинами Біловодська–93, Дворічна–676, Молодовська свердловина 663 та ін. Найбільш інформативними для мікропалеонтологічних досліджень став майже без перерви відібраний керн параметричних свердловин. Виявлені види-індекси та зональні комплекси, які характеризують окремі регіональні стратиграфічні підрозділи, дозволили уточнити їх межі. МФГ зкорельовані з біостратиграфічними зонами Донбасу та підрозділами Східноєвропейської платформи. У північній бортовій частині ДДЗ зони зчленування ДДП з Воронезькою антеклізою (ВА) розкриті кам'яновугільні відклади розчленовано та зкорельовано з регіональними підрозділами ДДП та місцевими підрозділами південного схилу ВА, вперше встановлено присутність вознесенських відкладів, що раніше достовірно не було підтверджено. Окрім того, встановлені раніше у Донбасі планетарні та регіональні біологічні маркери серединної границі карбону, виявлені також у ДДЗ.

Проведені дослідження довели, що найбільш впевнено у ДДЗ простежуються і

корелюються з місцевими МФГ зональні форамініферові та водоростеві підрозділи, встановлені в запалтубинському та фенінському горизонтах Донбасу. Зональні форамініферові та водоростеві підрозділи, встановлені у вознесенському горизонті Донбасу простежуються на дуже обмеженій території ДДЗ (в осьовій, південній та північній прибортових частинах). Очевидно, що у північно-західній частині ДДЗ запалтубинські відклади представлені не в повному обсязі, а вознесенські взагалі відсутні. Відклади фенінського горизонту тут трансгресивно зі слідами розмиву залягають на різновікових серпуховських відкладах.

Найбільше питань викликає кореляція V' (новогригорівського) МФГ ДДЗ. Горизонт не простежується у північно-західній частині ДДЗ. Проведені нами дослідження схиляють до думки про належність V' МФГ до самих низів вознесенського горизонту. Нижня межа вознесенського горизонту нечітко визначається за форамініферами, Проте, межа вознесенського горизонту добре фіксується водоростями, еволюційний рубіж яких найкраще збігається з часом формування вапняка D<sub>5</sub><sup>8</sup> в. Донбасу та нижньою межею V' МФГ ДДЗ.

Проведені дослідження довели можливість безпосереднього використання донецької схеми, покладеної в основу регіональної стратиграфічної схеми карбону ДДП, у ДДЗ.

## **ДО ПИТАННЯ ПРО ГРАНИЦЮ ІПРСЬКОГО І ЛЮТЕЦЬКОГО ЯРУСІВ У РОЗРІЗАХ ПІВДЕННОЇ УКРАЇНИ ЗА КРУПНИМИ ФОРАМІНІФЕРАМИ**

Б.Ф. Зернецький

Інститут геологічних наук НАН України, Київ

*boriszernetsky@gmail.com*

У сучасній МСШ палеоцену (Speijer et al., 2020) границю іпрського і лютецького ярусів еоцену визначено за першою появою вапнякового нанопланктону *Blackites inflatus*, тобто на границі підзон нанопланктону CP 12a і CP 12b. Остання узгоджена з підшовою лютету в його стратотипі в Паризькому басейні, де перші *B. inflatus* зафіксовані неподалік від підшови ярусу поблизу появи *Nummulites laevigatus* – індекс-виду крупних форамініфер для цього ярусу.

У зональній шкалі палеоцен–еоцену Тетису за крупними форамініферами (the Paleocene–Eocene Tethyan Shallow Benthic Zonation (Cahuzac, Poignant 1997; Serra-Kiel et al. 1998)) границя іпрського і лютецького ярусів відповідає межі зон SBZ 12 і SBZ 13. Так само вона представлена й в біозональній шкалі МСШ (Speijer et al., 2020).

У мілководно-морських розрізах еоцену Північно-Західної Європи нижню границю лютету визначають за появою крупних форамініфер *Nummulites laevigatus* (King, 2016).

В офіційній стратиграфічній схемі палеоцену Південної України нижня границя лютецького ярусу проведена або в середині сімферопольського горизонту (Стратиграфическая, 1987), або в його підшві (Стратиграфическая, 1993).

Розрізи передгірського Криму, де відслонюються потужні товщі нумулітових вапняків іпру – лютету, є прекрасним полігоном для вирішення питання про місце нижньої границі лютецького ярусу в мілководно-морських фаціях півдня України. В Бахчисарайському стратотиповому розрізі означена границя пов'язана із зоною крупних форамініфер *Nummulites polygyratus*. Існує розбіжність поглядів фахівців як на вік комплексів крупних форамініфер, насамперед їх зіставлення із SBZ зонами шкали палеоцен–еоцену Тетису, так і

на співвідношення комплексів крупних форамініфер із зонами вапнякового нанопланктону. Як результат, існує різне визначення дослідниками положення границі іпру і лютету в Бахчисарайському стратотипі (Зернецкий, 2016). Б.Т. Голев відніс зону *N. polygyratus* повністю до верхнього іпру (Голев, 1982; Голев, Андреева-Григорович, 1982, 1989). О.Ю. Закревська (2004, 2005, 2011) границю іпру і лютету проводить в середині зони *N. polygyratus*, у подошві місцевої зони *Assilina spira abrardi*. Б.Ф. Зернецкий вважає, що цю границю слід помістити в підосшву зони *N. polygyratus* (Зернецкий, Люльева, 1990; Зернецкий, 2016).

Не співпадають погляди дослідників на зональну інтерпретацію асоціацій нанопланктону, які були в різні роки визначені з нумулітових вапняків верхньої частини зони *N. distans* і зони *N. polygyratus* означеного розрізу. Зокрема, у відкладах зони *N. polygyratus* за вапняковим нанопланктоном встановлені зони NP 13 (Музылев, 1980), NP 14 (Зернецкий, Люльева, 1990) або NP 13 (частково) – NP 14 (частково) (Андреева-Григорович, 1980; Голев, Андреева-Григорович, 1989).

Вирішальним для розв'язання проблеми положення нижньої границі лютецького ярусу в кримському розрізі є той факт, що В.К. Василенко (1952) у верхній частині нумулітових вапняків зони *N. polygyratus* виявив лютецький комплекс молюсків. Окрім того, з цим стратиграфічним рівнем пов'язані знахідки морських їжаків *Conoclypus conoides* (Leske) в Бахчисарайському розрізі та на Сімферопольському піднятті (Василенко, 1952), а також лютецького комплексу акулорих риб з *Carcharocles auriculatus* (Blaville) в розрізі кар'єру Пролом (Братишко, Удовиченко, 2007).

Таким чином, у мілководно-морських розрізах еоцену Кримського Передгір'я нижня границя лютецького ярусу проходить у верхній частині сімферопольського регіоярусу в межах нижньої частини зони *N. polygyratus* за крупними бентосними форамініферами.

У Північному Причорномор'ї верстви з *N. distans*, *As. exponens*, *N. atacicus* сімферопольського регіоярусу складають нумулітову фацію, яка простежується від р. Прут на заході до Азовського моря на сході. Відклади цих верств охарактеризовані асоціаціями планктонних форамініфер зонального інтервалу *Morozovella aragonensis* – *Acarinina bullbrookii* (Краєва, 1963; Волошина, 1968; Шуцкая, 1970; Коненкова, 1973) і вапнякового нанопланктону зон NP 13 і NP 14 (Богданович, 1979; Зернецкий, Люльева, 1990). Наведені дані вказують на те, що границя іпру і лютету в Північному Причорномор'ї проходить в середині означених верств.

## ГРАНИЦІ РЕГІОЯРУСІВ ПАЛЕОГЕНУ ПІВДЕННОЇ УКРАЇНИ

Б.Ф. Зернецкий<sup>1</sup>, Т.С. Рябоконт<sup>2</sup>

Інститут геологічних наук НАН України, Київ

<sup>1</sup> [boriszernetsky@gmail.com](mailto:boriszernetsky@gmail.com); <sup>2</sup> [tamararyabokon@gmail.com](mailto:tamararyabokon@gmail.com)

В дослідженні прийняте трактування регіональних підрозділів палеогену Південної України (Пд України) за (Зернецкий, Рябоконт, 2013; Вернигорова, Рябоконт, 2018).

Палеоцен. Нижня границя білокам'янського регіоярусу палеоцену співпадає з границею крейди/палеогену і пов'язана з глобальною подією масового вимирання. В біостратиграфічній зональній шкалі палеогену Пд України вона проведена в подошві зони *Parvularugoglobigerina eugubina* планктонних форамініфер (ПФ), підосшву зони NP 1

вапнякового нанопланктону (НП), зони *Carpatella cornuta* s. l. диноцист (ДЦ). На більшій частині півдня України ця границя ерозійна, зі стратиграфічним переривом. Нижня границя качинського регіоярису палеоцену ерозійна на більшій частині території Пд України, зі стратиграфічним хіатусом. Вона визначена границею зон ПФ *Morozovella angulata* s. l. і *Igorina djanensis*, і проходить у верхах зони NP 5 НП. В часі ця границя наближена до регіональної пізньопалеоценової події північно-східної окраїни Перітетіса, біотичної події МРВЕ, падіння рівня океанів (секвенс-границя Sell/Th1).

Е о ц е н . Нижня межа бахчисарайського регіоярису в більшості розрізів є ерозійною, зі стратиграфічним переривом. Вона визначена межею зон ПФ *Acarinina acarinata* і *Morozovella subbotinae* s. l., зон диноцист *Apectodinium homomorphum* і *Wetzeliella meckelfeldensis*. Відповідає рівню глобальної гіпертермальної події РЕТМ рубежу палеоцену/еоцену та гіпертермальним подіям початку іпру, а також падінню рівня океанів (секвенс-границя Th5). Сімферопольський регіоярус трансресивно, переважно згідно, залягає на бахчисарайському. Його нижню границю суміщено з межею зон ПФ *Mor-Ila subbotinae* і *Mor-Ila aragonensis* s. l., у мілководних розрізах – з межею зон *Nummulites planulatus* і *Nummulites distans* крупних форамініфер. Вона проходить всередині зони NP 12 НП, в підшві зони *Charlesdowniea coleothrypta* s. l. ДЦ. Цей рубіж в часі співвідноситься з початком ЕЕСО – ранньоеоценового кліматичного оптимуму. Новопавлівський регіоярус згідно залягає на сімферопольському. Його нижня границя не досить добре визначена і суміщена з підшвою зони *Ac. rotundimarginata* ПФ і підзони *Enneadocysta arcuata* ДЦ. Кумський регіоярус згідно залягає на новопавлівському. Нижня границя кумського регіоярису суміщена з границею зон ПФ *Hantkenina alabamensis* – *Globigerinatheka subconglobata* і *Subbotina turcmenica*. Вона проходить в середині зони NP 16 НП і умовно в підшві зони *Wilsodinium intermedium* ДЦ. В часі наближена до регіональної кумської (середньоеоценової) події північно-східної окраїни Перітетісу. Альмінський регіоярус згідно залягає на кумському. Його нижня границя проходить в підшві зони ПФ *Globigerinatheka tropicalis* s. l. і в підшві зони *Charlesdowniea clathrata angulosa* / *Rhombodinium perforatum* ДЦ, умовно суміщена із межею зон НП NP 17 і NP 18. Регіональний стратиграфічний перерив на межі кумського/альмінського регіоярусів пов'язаний з секвенс-границею Pr1 глобального падіння рівня океанів.

Олігоцен. Планорбеловий регіоярус олігоцену залягає трансресивно на альмінському. Його нижня границя суміщена з границею еоцену і олігоцену. В біостратиграфічній шкалі палеоцену Пд України вона проведена в підшві зони *Phthanoperidinium amoenum* / *Wetzeliella symmetrica* ДЦ, в середині зони НП NP 21 і верств *Globigerina officinalis*, *Dentoglobigerina tapuriensis* ПФ. Ця границя обумовлена глобальними абіотичними і біотичними подіями на рубежі еоцену/олігоцену (ЕОТ-1, Oi-1, секвенс-границя Ru1). Молочанський регіоярус згідно залягає на планорбеловому. Нижня і верхня границя молочанського регіоярису в більшості розрізів Пд України визначаються за появою та зникненням вапнистості порід. Його нижня границя також розпізнається за появою остракод зони *Disorontocypris oligocaenica*, верств з *Hystriocholpoma* ssp. ДЦ, що простежуються в середині зони *Wetzeliella gochtii*, верств з ендемічною наофлорою з масовими *Reticulofenestra ornata*, *Transversopontis fibula* і незначною присутністю *Braarudosphaera bigelovi*, *Orthozugus aureus*, які простежуються на рівні зони NP 23 НП. Ця межа обумовлена регіональною подією першого опріснення Східного Паратетіса в ранньому олігоцені. Керлеутський регіоярус згідно залягає на молочанському. Нижня

границя співпадає з підшовою зони *Chiropteridium galea* ДЦ, трасується у верхній частині зони NP 23 НП. Верхня границя регіоярусу проведена по кривлі зони *Ch. galea* ДЦ і співпадає з границею палеогену/неогену. Границя молочанського/керлеутського регіоярусів маркована відновленням нормально-морських умов на північному шельфі Східного Паратетіса та пов'язаною з цим регіональною біотичною подією.

## **НОВОПЕТРІВСЬКИЙ РЕГІОЯРУС МІОЦЕНУ ПІВНІЧНОУКРАЇНСЬКОЇ ПАЛЕОСЕДИМЕНТАЦІЙНОЇ ПРОВІНЦІЇ СУБПАРАТЕТІСА**

В.Ю. Зосимович

Інститут геологічних наук НАН України, Київ

*zosimovichvyu@gmail.com*

Рубіж олігоцену і міоцену в Субпаратетісі ознаменований корінною перебудовою осадконакопичення, коли на зміну морському седиментогенезу прийшов континентальний. На території Північної України на місці пізньоолігенового морського басейну епіконтинентального типу в міоцені сформувалась система крупних прісноводних водойм типу море-озеро. Це був час великого озерного етапу в неогеновій історії Східноєвропейської платформи (Зосимович, 1992).

Новопетрівський регіоярус є першим, найдавнішим, підрозділом Регіональної стратиграфічної схеми неогенових відкладів Північної України, в основу якої її автори (В.Ю. Зосимович, А.М. Карпенко) поклали факт циклічної будови неогенової товщі Північноукраїнської палеоседиментаційної провінції (Карпенко, 2017).

Як «новопетровський горизонт міоцена полтавського надгоризонта» він вперше був представлений в Стратиграфічній схемі верхньоєоценових, олігоценових і міоценових відкладів Субпаратетісу В.Ю. Зосимовича (1992), але без опису нового регіонального стратону, як того вимагав Стратиграфічний кодекс (1977). Як регіоярус (горизонт) неогену північних регіонів України цей підрозділ наведений в додатку 6 Кодексу України (1997), однак знову ж таки без опису.

Новопетрівський регіоярус уособлює етап в міоценовій історії Субпаратетісу, пов'язаний з формуванням прісноводної водойми типу море-озеро, яке утворилось в межах Північноукраїнської палеоседиментаційної провінції після регресії останнього палеогенового морського басейну. За сучасними уявленнями, новопетрівський регіоярус разом із товщею строкатоколірних глин складають єдиний седиментаційний цикл, пов'язаний з великим озерним етапом розвитку Східноєвропейської платформи в міоцені. Новопетрівський регіоярус, у складі якого переважають озерні відклади, відображає його першу, найтривалішу в часі (ранній – середній міоцен), фазу.

Стратотиповий розріз новопетрівського регіоярусу – відслонення на правому березі Київського водосховища у с. Нові Петрівці. Типова світа – новопетрівська. Страторегіон – Київське Придніпров'я.

Новопетрівський регіоярус поділяється на три регіопід'яруси.

Потужність новопетрівських відкладів сягає 30–50 м, у Новодимитрівській воронці на північно-західних окраїнах Донбасу перевищує 100 м, однак звичайно найчастіше коливається в межах від 10–15 м до 20–25 м.

Контакт новопетрівського регіоярусу міоцену і берецького регіоярусу олігоцену Північноукраїнської палеоседиментаційної провінції переважно чіткий. Контакт новопетрівських відкладів і товщі строкатоколірних глин чіткий, встановлюється на підставі літологічної відміни верхньоніовопетрівських каолінистих пісковиків та глинястих утворень нижньої частини товщі строкатоколірних глин.

Новопетрівський регіоярус Північної України включає новопетрівську світу Дніпровсько-Донецької западини, Українського щита і Конксько-Ялинської западини, часовярську товщу і товщу глинистих «клейких» пісків західної окраїни Донбасу, товщу кварцово-кременистих пелітів і пісковиків західної і південно-західної окраїн Донбасу, буровугільні відклади з глинистими прошарками Новодмитрівської воронки.

За сучасною Міжнародною стратиграфічною шкалою неогену (Raffi et al., 2020) новопетрівський регіоярус корелюється з аквітанським ярусом – нижньою частиною серавальського міоцену.

## **ГРАНИЦЯ ВЕНДСЬКИХ І КЕМБРІЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ У ВІДСЛОНЕННІ ПОБЛИЗУ с. КИТАЙГОРОД (ПРИДНІСТРОВ'Я)**

К.В. Іванченко

Інститут геологічних наук НАН України, Київ  
*catherina.ivanchenko@gmail.com*

Нижню границю кембрію в Стандартній глобальній хроностратиграфічній шкалі проводять по першій появі викопних слідів життєдіяльності *Phycodes pedum* Seilacher, 1955. НСК України в 1995 році положення верхньої границі венду прийняв у відповідності до міжнародного стандарту границі докембрію – кембрію, затвердженого рішенням ХХІХ МГК (1992 р., Кіото, Японія) у підшві іхнозони *Phycodes pedum*, яка практично збігається з підшвою дотомотської балтійської серії.

Розріз пограничних відкладів венду – кембрію в районі с. Китайгород на лівому березі долини р. Тернава рекомендовано як регіостратотип границі докембрію – кембрію в Україні (Kir'yanov, 2006). Він представлений безперервною товщею мілководних шельфових відкладів (аргілітів, алевролітів, пісковиків), яка розділена на студеницьку світу канилівської серії венду і окунецьку і хмельницьку світи балтійської серії кембрію. У канилівській серії знайдені іхнофосилії *Harlaniella podolica* Sokolov, 1972. А над нею, в окунецькій світі, – *Phycodes pedum* (Кириянов, 1985; Стратиграфія, 1972). Детальний опис відслонення наведено в роботах (Великанов и др., 1984; Кириянов, 1985; Иванцов и др., 2015; Иванченко, 2019).

Згідно (Асеева, 1988) вся студеницька світа насичена макрофітозалишками, що пов'язані з більш глинистими прошарками. Переважають *Vendotaenia antiqua* aff. *tertia* Gnilovskaya, 1971, рідше зустрічаються aff. *secunda*, *quarta*. Також частими є таломи *Fusosquamula vlasovi* Asseeva, 1976. А.А. Іщенко в верхній частині світи знайшла *Tyrasotaenia podolica* Gnilovskaya, 1971. Студеницьку світу характеризують велика кількість деструктурованої органіки, детрит вендотеній, розсіяна органічна речовина.

О.О. Асеева (Ляшенко, Асеева, 1979) в аргілітах у відслоненні на правому березі р. Тернава біля мосту визначила *Leiosphaeridia crassa* (Naumova, 1949) Jankauskas, 1989, *L. minutissima* (Naumova, 1949) Jankauskas 1989, *L. tenuissima* Eisenack, 1958, *Leiotrichoides* sp. (тут і далі назви дані в сучасній класифікації, а не в авторській) та *Vendotaenia antiqua*.

На границі канилівської і балтійської серій зникають вендотенії. Якщо у верхній частині студеницької світи (с. Китайгород) разом знаходять вендотенії та тірасотенії, то в окунецькій світі є тільки останні (Асеева, 1988). Крім фрагментів тірасотеній тут знайдені *Sabellidites cambriensis* Yanischevskii, 1926 та *Sokoloviina costata* Kirjanov, 1968 (Гуреев, 1988).

У відслоненнях окунецької світи мікрофосилії практично не виявлені, мабуть через значну вивітрюваність порід. В роботі В.В. Кир'янова (1985) з чотирьох зразків із св. 2 (гл. 89, 90, 94 і 99 м) в аргілітах світи визначені: *Leiosphaeridia atava* (Naumova, 1960) Jankauskas, 1989, *L. crassa*, *L. dehisca* Paskeviciene ex Volkova et al. 1979, *L. tenuissima*, *Leiosphaeridia* sp., *Teohipolia lacerata* Kirjanov, 1979, *Cochleatina* sp. За складом комплексу органічних решток окунецька світа належить до рівненського регіонального горизонту кембрію.

Для рівненського горизонту стратотипом є окунецька світа з китайгородського відслонення та інт. 100,7–157,0 м (св. 4, м. Клевань Рівненської області) (Стратиграфія, 1972; Kir'yanov, 2006). Комплекс мікрофосилій складають *Leiosphaeridia atava*, *L. crassa*, *L. dehisca*, *L. minutissima*, *L. tenuissima*, *Leiosphaeridia* sp., *Leiovalia striatella* Paskeviciene, 1980, *Teohipolia lacerata*, *Cochleatina* sp. та ін.

Ю.О. Гурєв (Гуреев, 1988; Гурєв та ін., 1985) в окунецькій світі у відслоненні Суха балка на правому березі р. Тернави в с. Китайгород визначив *Ternavellus vialovi* Gureev, 1988, *Kamenecia stella* Gureev, 1988.

Різні погляди на проблему границі венд – кембрії стосовно її положення в розрізах Східноєвропейської платформи свідчать про доцільність подальших досліджень. Необхідно також і більш детальне визначення положення границі венд – кембрії в реальному розрізі пограничної окунецької світи, з'ясування переваги одного з біостратиграфічних критеріїв над іншим – іхнозони *Phycodes pedum* або комплексу викопних залишків рівненського горизонту, подошви яких корелюються відповідно з покрівлею і подошвою окунецької світи (тобто в інт. 10–15 м) (Стратиграфія, 2013).

## **ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ТА ВИКОПНА ФАУНА РОЗРІЗУ НАГІРНЕ 1 (ОДЕСЬКА ОБЛ., УКРАЇНА)**

О.І. Крохмаль

Інститут геологічних наук НАН України, Київ

*krohmal1959@ukr.net*

Повідомлення підготовлено у рамках проекту DATESTRA (опорні розрізи четвертинних відкладів Європи) для кореляції стратиграфічних підрозділів квартеру з найбільш повно вивченими стратотипами Європи.

Розріз Нагірне 1 (45°25'04" пн ш, 28°26'47" сх д) був описаний в кар'єрі урвища лівого берегу оз. Кагул на околиці с. Нагірне (V надзаплавна тераса р. Дунай) і опрацьований О.І. Крохмалем в 1990 році (Крохмаль, Рековець, 2010). О.І. Крохмаль вивчав дрібних ссавців, В. Ю. Ратников викопну герпетофауну (Ратников, Крохмаль, 2005), прісноводних молюсків досліджував П.Ф. Гожик (2006), солонуватоводних молюсків та остракод визначали К.Д. Михайлеску, А.К. Маркова (1992) і Н.І. Дикань (Крохмаль, Дикань, 2006).

В розрізі Нагірне 1 зверху вниз розкриті відклади: 1 – сучасний ґрунт; 2 – лесоподібні суглинки; 3 – червоно-бурий ґрунт; 4 – піски і зеленувато-сірі алеврити з прісноводними

остракодами *Ilyocypris bradyi*, *Ilyocypris gibba*, *Ilyocypris caspiensis* (syn. *I. bella*), *Cypria candonaeformis*, *C. nagorniensi*, *C. longa*, *Cyprideis torosa* та ін.; 5 – сірі глинисті піски, косо- і горизонтально-шаруваті з гравієм та численною фауною молюсків і дрібних хребетних. Остракоди представлено *Ilyocypris gibba*, *I. brady*, *Candeniella subellipsoida*, *Cypria elongate*, *Potamocypris tschudaе*. Отримано багату фауну прісноводних молюсків разом з *Didacna baericrassa*: *Dreissena polymorpha*, *Theodoxus danubialis*, *Th. fluviatilis*, *Viviparus tiraspolitanus*, *V. kagarliticus*, *V. zsigmondyi*, *V. rhodensis*, *V. aethiops*, *Fagotia nagorensis*, *Microcolpia longus*, *Unio tiraspolitanus*, *U. pictorum*, *Crassiana hassiae*, *C. odamica*, *Potomida litoralis*, *P. kinkelini* та ін. В місцезнаходженні знайдено 75 кісткових решток герпетофауни: *Triturus cristatus*, *Bombina bombina*, *Pelobates fuscus*, *Pelobates* sp., *Bufo raddei*, *B. (bufo)* sp., *Bufo* sp., *Rana ridibunda*, *R. (esculenta)* sp., *R. (temporaria)* sp., *Rana* sp., *Anura* indet., *Lacerta* cf. *agilis*, *Colubrinae* indet., *Natrix natrix*, *Natrix* sp., *Serpentes* indet. Таксономічний склад дрібних ссавців: *Sorex* cf. *runtonensis*, *S. cf. subaraneus*, *Crocidura* sp., *Talpa* cf. *fossilis*, *Desmana* sp., *Ochotona* sp., *Spermophilus* sp., *Allactaga* sp., *Spalax* sp., *Cricetus* sp., *Allocricetus* sp., *Apodemus* sp., *Ellobius* sp., *Clethrionomys* ex gr. *glareolus*, *Prolagurus posterius*, *Eolagurus luteus*, *Miomys intermedius*, *Arvicola mosbachensis*, *Stenocranium gregaloides*, *Terricola arvalidens*; 6 – сіро-зелені глини, 7 – світло-сірі гравійні піски з молюсками *Viviparus*, *Dreissena*, *Theodoxus* та рештками дрібних ссавців *Ochotona* sp., *M. intermedius*, *Villanyia petenyii*, *Allophaiomys pliocaenicus* та *Terricola arvalidens*; 8 – світло-сірі піски з прошарками глин; 9 – світло-сірі піски від дрібно- до крупнозернистих з лінзами гравію, горизонтами жорнових пісковиків у формі плит. В лінзах косо-шаруватого гравію знайдено прісноводні молюски *V. tiraspolitanus*, *V. kagarliticus*, *Dr. polymorpha*, *Th. danubialis*, *Fagotia esperi*, *Lithoglyphus naticoides* та зуби дрібних ссавців *M. intermedius*, *S. gregaloides*; 10 – світло-сірі піски, діагонально- і горизонтально-верстуваті з прошарками гравеліту і мушлями *Theodoxus transversalis*, *V. cf. tiraspolitanus*, *Lithoglyphus* sp., *Bithynia* sp. та ін.; 11 – гравій з прошарками озалізнених глин і зеленувато-сірих пісків з *Ochotona* sp., *Spalax* sp., *Prolagurus* cf. *ternopolitanus*, *M. intermedius*, *Allophaiomys deucalion*.

Місцезнаходження Нагірне 1, I (верстви 4–5). Вид *Ilyocypris caspiensis* відноситься до комплексної зони “*Ilyocypris caspiensis*–*Leptocythere caspia*”, яка визначена у відкладах V надзаплавної тераси р. Дунай і відповідає закінченню раннього неоплейстоцену. Молюски з верстви 5 відносяться до типових тираспольських видів. Виявлені рештки гребінчастого тритона (*Triturus cristatus*) лише вдруге знайдено в Україні. Стратиграфічно вагомими є рештки монгольської ропухи (*Bufo raddei*), яка фіксується на території Східної Європи до початку середнього неоплейстоцену. Дрібні ссавці представлені як архаїчними коренезубими *M. intermedius*, так і давніми степовими строкатками *P. posterius*. Аризодонтні *A. mosbachensis* є найхарактернішим видом цієї фауни. Нориці репрезентовані також видами *M. gregaloides* і *M. arvalidens*, які є провідними для нагірненської теріоасоціації, що була описана в палеофауністичному опорному розрізі Нагірне 1 (Krokhmal, 2014a). Дрібні ссавці і молюски місцезнаходження Нагірне 1, I корелятні лубенському інтергляціалу, інтергляціалу Noordbergum, MIS 13, пізньому етапу еволюції тираспольського фауністичного комплексу та часу існування пізньочаудинського солонуватоводного басейну.

Місцезнаходження Нагірне 1, II (верства 7). Неоплейстоценові нориці представлені *M. intermedius* та *T. arvalidens*. Види *Allophaiomys pliocaenicus* та *Villanyia petenyii* перевідкладені (Krokhmal, 2014a).



Місцезнаходження Нагірне 1, III (верства 9). Чисельні рештки *M. intermedius* досліджені і представлені в праці (Mikhailesku, Markova, 1992). Тафоценози місцезнаходжень Нагірне 1, II і III зіставляються з MIS 17, термохроном типового кромеру, мартоноським інтергляціалом, фауною типового тираспольського комплексу.

Місцезнаходження Нагірне 1, IV (верстви 10–11). Присутність видів *Prolagurus cf. ternopolitanus* і *A. deucalion* підтверджують ранньоеоплейстоценовий вік тафоценозу: MIS 41–53, Waalian, крижанівський інтергляціал, одеський фауністичний комплекс (Krokhmal, 2014b).

Субаквальні осадки розрізу Нагірне 1 (верстви 4–11) перекриті завадівським інтергляціальним ґрунтом (Holsteinian). Лиманні відклади тераси (верстви 4–8) відповідають ортозоні Брюнес (Михайлеску, Маркова, 1992).

## **МЕЖІ НИЖНЬОГО – СЕРЕДНЬОГО ТА СЕРЕДНЬОГО – ВЕРХНЬОГО МІОЦЕНУ У ВІДКЛАДАХ БОРИСЛАВСЬКО-ПОКУТСЬКОГО ТА САМБІРСЬКОГО ПОКРИВІВ В УКРАЇНСЬКОМУ ПЕРЕДКАРПАТТІ**

М.Й. Кулянда

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів  
*igggk@mail.lviv.ua*

Використані власні дослідження форамініфер міоценових відкладів північно-західної частини Українського Передкарпаття, які входять до складу Бориславсько-Покутського та Самбірського покривів. Ці дані одержані в результаті геолого-седиментологічного вивчення характерних розрізів воротищенської, стебницької та бережницької світ, проведених геологами В. Ващенко, О. Гнилко у 2005–2007 роках, у природних відслоненнях по долині р. Тисмениця біля м. Борислав, ріках Тернавка та Вирва біля м. Добромиль.

Межа нижнього-середнього міоцену

Бориславсько-Покутський покрив (Зовнішні Карпати). Воротищенська світа потужністю до 700–1200 м, представлена сірими слабколітифікованими глинистими соленосними відкладами з лінзами флішоподібних утворень (добротівські верстви), конгломератів (слобідських, трускавецьких та ін.) та олістостром. Вона або завершує неогеновий розріз молас (Бориславський субпокрив), або поступово нарощується строкатобарвними відкладами стебницької світи (Рунгурський субпокрив). Вік світи вважався егенбурзьким чи егенбурзько-отнанзьким (ранній міоцен). У верхній частині воротищенської світи автором знайдено асоціацію форамініфер зони *Globigerina bollii*, яка відповідає карпатському ярусу нижнього міоцену Центрального Паратетіса та форамініфери близькі до межі нижнього–середнього міоцену (*Tenuitellinata tarchanensis* (Subb. et Chutzieva), *Paragloborotalia mayeri* (Cushm. et Ellis), *Globorotalia scitula* (Brady), *Siphonodosaria cf. consobrina* (Orb.)).

Самбірський покрив (Внутрішня зона Передкарпатського прогиу). Стебницька світа потужністю 400–1000 м, яка у північно-західній частині Українського Передкарпаття розвинена тільки в межах Самбірської тектонічної одиниці, складена строкатими (червоними, сірими, чорними) глинисто-піскуватими відкладами. Світа згідно лежить на воротищенській світі і поступово нарощується балицькою. Вік стебницьких утворень вважався отнанзьким чи отнанзько-карпатсько-ранньобаденським із верхньою діахронною

границею. В нижній частині стебницької світі автором встановлені форамініфери близькі до комплексів зон *Globoquadrina langhiana* і *Globigerina bollii* та комплекс форамініфер характерних для середнього міоцену (*Hanzavaia boueana* (Orb), *Hanzavaia crassiseptata* (Luczkow.), *Elphidiella ex gr. simplex* Volosh.).

Межа середнього-верхнього міоцену

Самбірський покрив (Внутрішня зона Передкарпатського прогиу). Бережницька світа, складена перешаруванням глин сірих, зеленувато-сірих з прошарками алевролітів та пісковиків, виділена у найвищій частині розрізу Самбірського покриву. Найкраще відслонені розрізи світи розташовані вздовж долини р. Вирва поблизу м. Доброміль. Місцями (г. Радич поблизу м. Доброміль) верхи бережницької світи представлені радицькими конгломератами. Раніше відклади бережницької світи відносили до косівської і дашавської світ або до верхньої частини балицьких утворень. Попередні дослідники, на основі вивчення мікрофауни, зіставляли відклади бережницької світи та їх аналоги в Зовнішній зоні Передкарпатського прогину з верхнім баденом – сарматом Центрального Паратетиса.

У відкладах найвищої частини розрізу молас Самбірського покриву (бережницька світа) разом з форамініферовими комплексами, характерними для усього середнього–верхнього міоцену, автором знайдені форамініфери *Neogloboquadrina atlantica*, *N. cf. acostaensis*, поява яких зафіксована в самому кінці середнього міоцену, а поширення – в пізньому міоцені. Отже найвища частина розрізу молас в регіоні може відповідати низам верхнього міоцену.

## **ОБГРУНТУВАННЯ ГРАНИЦЬ МІСЦЕВИХ СТРАТИГРАФІЧНИХ ПІДРОЗДІЛІВ ЮРИ ПІВДЕННОЇ ТА ЦЕНТРАЛЬНОЇ УКРАЇНИ ЗА ВАПНЯКОВИМ НАНОПЛАНКТОНОМ**

Л.М. Матлай

Інститут геологічних наук, Київ

*lidijamatlaim@gmail.com*

З метою палеонтологічного обґрунтування границь місцевих стратиграфічних підрозділів юри України було проведено вивчення вапнякового нанопланктону з різних розрізів та встановлено основні комплекси нанопланктону разом із зональними видами.

За вапняковим нанопланктоном охарактеризовано деякі границі місцевих підрозділів.

На Українському щиті обґрунтовано вік нижньої границі ічнянської світи.

На глибині 137,0 м (нижня границя світи) св. 8561 (с. Хоцьки Переяслав-Хмельницького району Київської обл.), на глибині 144,25 м св. 8562 (с. Пологи-Яненки Переяслав-Хмельницького району Київської обл.) визначено збіднілий комплекс нанопланктону зони NJ 13 раннього келовею із зональними видами *Stephanolithion hexum* Rood and Barnard, *Stephanolithion bigotii* Deflandre subsp. *bigotii*.

У верхній частині ічнянської світи, в інтервалі 158,4–161,0 м св. 8567 (сел. Уляники Кагарлицького району Київської обл.), встановлено комплекс нанопланктону зони NJ 12(b) раннього келовею з зональними видами *Stephanolithion bigotii* Deflandre subsp. *bigotii*, *Stephanolithion hexum* Rood and Barnard, *Lotharingius crucicentralis* (Medd) Grün and Zweili, *Watznaueria contracta* (Bown and Cooper) Cobianchi et al. (= *Lotharingius contractus* Bown and Cooper).

У Переддобруджському прогині встановлено вік верхньої границі саратської світи. В пісковиках з глибини 887,0 м св. 323 (с. Кальчево) визначено комплекс нанопланктону зони NJ 15 пізнього оксфорду – раннього кімериджу із зональними видами *Stephanolithion bigotii* Deflandre subsp. *bigotii*, *Faviconus multicolumnatus* Bralower. Також обґрунтована верхня границя болгарської світи. З глибини 500 м сврдл Чумайська–5 визначено комплекс нанопланктону зони NJ 14 раннього оксфорду за наявністю зональних видів *Stephanolithion bigotii* Deflandre subsp. *maximum* Medd.

У Рівнинному Криму за вапняковим нанопланктоном охарактеризована верхня границя атейської світи. В аргілітах з глибини 4546,0 м св. Шубінська–7 встановлено комплекс коколіт зони NJ 9 раннього байосу із зональними видами *Watznaueria britannica* (Stradner) Reinhardt та іншими.

Щодо обґрунтування границь між системами, то залишається актуальним питання границі між титомом (юрська система) і беріасом (крейдова система). В розрізах Двожірної світи (за зразками з колекції Беріаської міжнародної групи) за вапняковим нанопланктоном визначено примежові комплекси коколіт зон NJK/c пізнього титону із зональними видами *Polycostella beckmanni* Thierstein, *Helenea chiesta* Worsley та зони NJK/d (нижня межа раннього беріасу) із зональними видами *Nannoconus steinmanni* Kamptner *minor* Deres and Acheritequi, *N. kampneri* Bronnimann *minor* Bralower.

По зразках з колекції Д.М. П'яткової відклади бітакської, бешуйської, скалтурашинської світ досліджено на присутність вапнякового нанопланктону. За браком коколіт границю між ааленом і байосом прослідкувати не вдалося. Лише в пісковиках з прошарками аргілітів бешуйської світи встановлено комплекс коколіт зони NJ 9 раннього байосу із зональними видами *Watznaueria britannica* (Stradner) Reinhardt, *Stephanolithion speciosum* Deflandre *speciosum*, *Triscutum sullivanii* de Kaenel and Bergen. В туфогенно-осадовій товщі карадагської світи, що залягають на цих породах, нанопланктон не виявлено.

Слід зауважити, що палеонтологічне обґрунтування границь місцевих підрозділів в свердловинах утруднено через незначний вихід керну, тому стратиграфічне розчленування найчастіше проведено за каротажем. У відслоненнях юри Гірського Криму в більшості зразків нанопланктон не виявлено, лише в деяких прошарках встановлені комплекси коколіт. Тому вік границь світ в цьому регіоні за вапняковим нанопланктоном на даний час не можливо обґрунтувати. Неповнота геологічного літопису не дозволяє повністю охарактеризувати стратиграфічний об'єм стратонів, тому границі підрозділів можуть не співпадати з їх границями в стратотипах.

## **БІОСТРАТИГРАФІЯ І УМОВИ НАКОПИЧЕННЯ ТИСАЛЬСЬКОЇ СВІТИ АЛЬБ – СЕНОМАНУ ЗА ДРІБНИМИ ФОРАМІНІФЕРАМИ (ПЕНІНСЬКА ЗОНА, УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)**

К.О. Наварівська

Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів  
[navarivska@gmail.com](mailto:navarivska@gmail.com)

Форамініфери широко використовуються як для визначення віку, так і для відтворення палеосередовища крейди – палеогену Карпат. Ця мікрофауна міститься практично в усіх різновидах порід флішової формації. Тисальська світа розташована в Пенінській зоні

Українських Карпат, і вперше виділена В.І. Славіним у 1946 році. Її стратотип знаходиться в урочищі Тисало (басейн р. Лужанки, Закарпатська обл.). Світа складена в основному сірими, чорними, місцями рожевими і зеленими мергелями і аргілітами з прошарками вапняків і пісковиків. Тисальська світа згідно перекрита пухівською (Вялов и др., 1988). Вважається, що вона згідно залягає на сваяльській світі, хоча контакти між цими світами, як правило, тектонічні (Круглов, 1971). Потужність тисальської світи складає 145 м. Світа відповідає верхньому альбу – сеноману (Вялов и др., 1988).

У роботі використано матеріали, які зберігаються у відділі проблем геології Карпат Інституту геології і геохімії корисних копалин НАН України. Аналіз форамініфер зроблено автором представленої роботи. Визначено 19 видів форамініфер, серед яких 15 планктонних видів і чотири бентосних. Мікрофауна знаходиться у хорошій збереженості.

Н.В. Дабагян (1963) у тисальській світі виділила зони – *Planogyrina gaultina* і *Planogyrina gaultina*–*Thalmaninella ticinensis*; *Thalmaninella appeninica*; *Thalmaninella deeckei*. Проведені дослідження дозволили підтвердити наявність зон – *Hedbergella gaultina* (середній альб), *Parathalmaninella appeninica* (пізній альб) і вперше встановити зони *Thalmaninella globotruncanoides* (нижній сеноман), *Thalmaninella reicheli* (середній сеноман), *Rotalipora cushmani* (верхній сеноман). Згідно Шкали геологічного часу (2016) межа нижньої і верхньої крейди проходить між зонами *Parathalmaninella appeninica* і *Thalmaninella globotruncanoides*.

Тисальська світа літологічно розділена на три пачки (Дабагян., 1972), які охарактеризовані фауною форамініфер. Нижня пачка – чорні плитчасті вапняки і мергелі, що межують із темно-сірими вапняками. Потужність 30 м. У пачці виділені зони *Hedbergella gaultina* і *Pseudothalmaninella ticinensis*. Середня пачка – сірі і зелені мергелі, алевроліти. Потужність 40–50 м. У пачці виділені зони *Parathalmaninella appeninica*, *Thalmaninella globotruncanoides*. Верхня пачка – сірі, світло-сірі фукоїдні мергелі, серед яких з'являються перші прошарки рожевих мергелів. Потужність 10 м. У пачці виділені зони *Thalmaninella reicheli* і *Rotalipora cushmani*.

У чорних мергелях нижньої пачки черепашки форамініфер темноколірні і дрібнорослі, серед них переважають планктонні форми родів *Hedbergella*, *Parathalmaninella*, присутні аглютиновані бентосні форми простої будови роду *Rhabdammina*. Як колір відкладів, так і особливості форамініфер вказують на недостатність кисню у придонних водах (відповідає безкисневій події). У сірих і зелених мергелях середньої пачки черепашки форамініфер крупні, світлого забарвлення, переважають планктонні форми родів *Parathalmaninella*, *Praeglobotruncana*, *Thalmaninella*, присутній вапнистий бентос складної будови роду *Gavelinella*, що свідчить про покращення аерації дна басейну. Світло сірі мергелі верхньої пачки містять велику кількість крупних, кілюватих, скульптурованих планктонних форамініфер родів *Rotalipora*, *Parathalmaninella*, *Praeglobotruncana*, *Thalmaninella*, що вказує на батіальні умови басейну осадонакопичення.

Океанічні безкисневі події (англ. ОАЕ – oceanic anoxic events) декілька раз повторювалися в крейдовому періоді. Ці події виділено на основі поширення чорних відкладів, що збагачені органічною речовиною. На розвиток цих подій впливала неконтрастність клімату, значне зменшення швидкості глибоководної циркуляції, стратифікація та збіднення киснем океанічних вод, коливання рівня моря, падіння астероїдів. Важливим фактором був також бурхливий розвиток фітопланктону в поверхневих водах, що після відмирання осідав на дно, поглинаючи кисень і утворюючи аноксидні шари, а також

вулканічні процеси. Аноксичні події призводили до значних змін у морській біоті, зокрема мали значний вплив на систематичний склад форамініфер (Гожик та ін., 2013).

На підставі проведених досліджень тисальської світи зазначимо, що недостатність кисню в басейні осадо накопичення відповідає середньому альбу (зона *Hedbergella gaultina* і *Pseudothalmaninella ticinensis.*), покращення аерації відбувалось впродовж пізнього альбу – сеноману в батіальних умовах.

## **СУЧАСНИЙ СТАН ПРОБЛЕМИ ГРАНИЦІ МІЖ МОСКОВСЬКИМ І КАСИМОВСЬКИМ ЯРУСАМИ КАРБОНУ В ДОНЕЦЬКОМУ БАСЕЙНІ**

Т.І. Немировська

Інститут геологічних наук НАН України, Київ

*tamaranemyrovska@gmail.com*

Аналіз нещодавно отриманих нових даних з палеонтології та стратиграфії верхнього пенсильванію показав, що положення границі між московським та касимовським глобальними ярусами карбону в стратотиповій місцевості і інших регіонах світу потребує ревізії. В результаті детальних досліджень конодонтів із пограничних відкладів московського та касимовського ярусів Донбасу виявилось, що в сучасній Стратиграфічній Схемі карбону України границя між цими ярусами не відповідає такій у стратотипах цих ярусів Підмосковного басейну.

Коноданти московсько-касимовського пограничного інтервалу були повторно вивчені у розрізі Калинове, східний Донбас, одному із найповніших розрізів карбону Донецького басейну. Розріз складається із досить потужної товщі теригенних відкладів, що представлена ритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів та аргілітів з прошарками вапняків та вугілля. Серед конодонтів найбільш поширені представники родів *Idiognathodus* та *Swadelina*.

Чотири конодонтові зони були встановлені в пограничному московсько-касимовському інтервалі: *Swadelina gurkovaensis*, *Sw. subexcelsa*, *Sw. makhlinae* та *Idiognathodus sagittalis*–*I. neverovensis*. Три з них монотаксонні.

Дві потенційні біостратиграфічні події вивчалися для вибору нижньої границі глобального касимовського ярусу. Одна з них визначається за еволюційною подією появи (FAD) конодонта *Swadelina subexcelsa*. Вона співпадає к подошвою крев'якінського регіонального під'ярусу касимовського ярусу або із традиційною границею між московським та касимовським глобальними ярусами. Але в Донецькому басейні зони *Swadelina subexcelsa* та *Sw. makhlinae* все ще належать до московського ярусу, що суперечить кореляції за конодонтами. Друга подія визначається появою (FOD) конодонта *Idiognathodus sagittalis* та ряду нових видів конодонтів, визначених трохи вище подошви торецького регіоярусу касимовського ярусу Донбасу. Ця друга подія є більш яскравою в конодонтовій історії, вона свідчить про новий етап у еволюції конодонтів і відповідає середині хамовницького регіонального під'ярусу стратотипу касимовського ярусу, тобто на один під'ярус вище традиційної границі.

Серед запропонованих Міжнародною Робочою Групою Підкомісії з Карбону чотирьох видів-індексів визначення границі на сьогоднішній день у Донбасі є тільки два: *Swadelina*

*subexcelsa* та *Idiognathodus sagittalis*. Ні один із них до цього часу офіційно ще не затверджений. *Idiognathodus turbatus* та *I. heckeli* поки що не визначений у Донбасі.

Якщо в якості вида-індекса нижньої границі касимовського ярусу буде обрано *Swadelina subexcelsa*, нижня границя касимовського ярусу в стратотиповій місцевості залишиться традиційною. Тоді в Донецькому басейні вона повинна бути понижена на всю світу  $C_3^1$ . Якщо буде вибраний один із трьох ідіогнатодусів, то нижня границя касимовського ярусу в стратотипі буде піднята на півтора регіояруса. А в Донецькому басейні вона буде підвищена до вапняку  $N_5^1$ .

## НОТАТКИ ДО ВИЗНАЧЕННЯ ГРАНИЦІ ЛЮТЕЦЬКОГО І БАРТОНСЬКОГО ЯРУСІВ ЕОЦЕНУ В ПІВНІЧНІЙ УКРАЇНІ

О.П. Ольштинська<sup>1</sup>, Т.С. Рябоконт<sup>2</sup>, Т.В. Шевченко<sup>3</sup>

Інститут геологічних наук НАН України, м. Київ, Україна

<sup>1</sup> [ol-lesia@ukr.net](mailto:ol-lesia@ukr.net); <sup>2</sup> [tamararyabokon@gmail.com](mailto:tamararyabokon@gmail.com); <sup>3</sup> [shetv@ukr.net](mailto:shetv@ukr.net)

Нижня границя бартонського ярусу залишається не визначеною в МСШ палеогену, де вона суміщена з підшовою хрону  $C18r$  (Luterbacher et al., 2004; Vanderberghe et al., 2012; Ogg et al., 2016; Speijer et al., 2020). В стратотиповому районі бартонського ярусу в Англії вона проведена або в підшві Barton Beds по горизонту з *Nummulites prestwichianus* (на рівні появи диноцист *Rhombodinium draco*, середина хрону  $C18r$ , верхня частина зони NP 16), або нижче, в підшві формації Barton Clay.

В сучасній МСШ (Speijer et al., 2020) нижню границю бартону проведено по підшві хрону  $C18r$  і датовано 41,03 млн років. В біозональній шкалі вона проходить у верхній частині зони P 12 і всередині зони E 11 планктонних форамініфер, всередині зон NP 16 і CNE 14 вапнякового нанопланктону, всередині зон D 10, DE 15 диноцист, по нижній межі зони RP 15 радіолярій низьких широт і по підшві зони SBZ-17 крупних форамініфер.

Рубіж лютету/бартону за сучасною МСШ (Speijer et al., 2020) знаходиться в інтервалі між двома кліматичними подіями: термічним максимумом пізнього лютету (LLTM; близько 41,5 млн років) і кліматичним оптимумом середнього еоцену (MECO; 40 – 40,75 млн років) раннього бартону.

В Північно-Західній Європі ідентифікація хронів  $C19n$ – $C18r$  в Гемпширському басейні Англії не є однозначною (King, 2016). Тому границю лютету/бартону тут визначено за появою диноцист *Rh. draco*, тобто по горизонту з *Num. prestwichianus* в низах Barton Beds. Дослідження парастратотипу бартонського ярусу затоки Алюм на острові Уайт підтвердило високий стратиграфічний потенціал диноцист, і зокрема виду *Rh. draco*, для визначення підшви цього ярусу (Cotton et al., 2020).

На самому початку бартонського віку до події MECO, в час хрону  $C18r$ , в Північно-Західній Європі зафіксовано епізод проникнення арктичних динофлягелат в басейн Північного моря (подія *Svalbardella*–1) (King, 2016). Наприкінці лютету (час хрону  $C19r$ ) також ідентифікована подія планктонних форамініфер середніх широт північної півкулі (зникнення *Pseudohastigerina* spp., окрім *Ps. micra*).

В офіційній стратиграфічній схемі палеогену Північної України нижня границя бартонського ярусу проведена в підшві київського регіонального горизонту (Стратиграфическая, 1993). В сучасній біостратиграфічній шкалі Північної України нижню

границю бартону помістили в низи зони диноцист *Wilsodinium intermedium* (Атлас, 2011) і в низи зони (верств) *Stictodiscus kosssutii* діатомових водоростей, в середину зони радіолярій *Ellipsoxiphus* (*Achorgrunum*) *chabakovi* (Зосимович, Шевченко, 2014, 2015).

На сьогодні положення нижньої границі бартону в розрізі Північної України дискусійне (Мусатов, Рябоконт, 2017; Мусатов, Богачкин, 2019; Мусатов, 2020). За кореляційними побудовами, час події МЕСО (середина зони *Subbotina turcmunica* планктонних форамініфер) припадає на верхню безкарбонатну частину розрізу київського регіоярису, яку характеризує розквіт та різноманіття органікостінного мікрофітопланктону, радіолярій, діатомей, силікофлагелят. Нижня, вапниста, частина регіоярису за вапняковим нанопланктоном, планктонними форамініферами, диноцистами, моллюсками корелюється з верхньою частиною лютецького ярису (Атлас, 2011; Бугрова и др., 2016; Мусатов, Рябоконт, 2017 та ін.) і в часі, ймовірно, співвідноситься з подією LLTM.

Рубіж лютету/бартону в розрізі Північної України співвідноситься зі зміною карбонатного осадо накопичення на безкарбонатне (у київський час), а також зі зміною асоціацій карбонатно-органікостінних мікрофосилій (форамініфери, вапняний нанопланктон, диноцисти) на кременисто-органікостінні (диноцисти, радіолярії, діатомей, силікофлагеляти, спікули губок).

Співвіднесення події МЕСО з верхньою, безкарбонатною, частиною київського регіоярису підтверджує багатий комплекс кременистої мікрофлори, який відзначає різноманіття субтропічних таксонів і відповідає середній частині діатомової зони *Vipalia oamaruensis* широкого стратиграфічного діапазону, зоні *Cristodiscus succinctus* пізнього бартону і частини зони силікофлагелят *Dictyocha hexacantha*.

За диноцистами на рубіж лютету/бартону припадає еволюційно-екологічна зміна таксонів, коли абсолютне домінування гоніаулякоїдних цист в київсько-лютецький час змінюється на розквіт змішаних перидиноїдно-гоніаулякоїдних угруповань у київсько-бартонський. Стратиграфічно важливий вид *Rhombodinium draco* в розрізах середнього еоцену Північної України зустрічається не часто, а подія *Svalbardella-1* за диноцистами в північноукраїнських розрізах не простежується.

## **ОБГРУНТУВАННЯ ГРАНИЦЬ МІСЦЕВИХ СТРАТОНІВ ОЛІГОЦЕНУ ПІВНІЧНОЇ УКРАЇНИ ЗА СПОРОВО-ПИЛКОВИМИ ДАНИМИ**

В.Ю. Очаковський

Інститут геологічних наук НАН України, Київ  
*ochak76@gmail.com*

Олігоцені відклади у Північноукраїнській палеоседиментаційній провінції зокрема у Дніпровсько-Донецької западини (ДДз) залягають на верхньооеоценових (обухівський регіоярус, обухівська світа) відкладах з чітким ерозійним контактом, зі скупченням фосфоритових конкрецій, гальки. Згідно зі стратиграфічною схемою (Зосимович, Шевченко, 2015), до олігоцену відносяться межигірський (нижня частина рюпеля, межигірська світа) та берецький (нижньоберецький, верхня частина рюпеля та верхньоберецький, хат, регіопід'яруси; зміївська та сиваська світи відповідно) регіояруси.

У обухівських відкладах у південно-західному районі ДДз (районування за Зосимович, Шевченко, 2015) описаний спорово-пилковий комплекс (СПК) (Зосимович, Михелис, 1979) з

домінуванням пилку покритонасінних штучних (*Tricolporopollenites*, *Triatriopollenites*) та природних таксонів (*Quercus*, *Castanea*, *Cornus*, *Ilex*), різноманітних *Myrica*. Присутні також голонасінні *Pinus*, *Taxodiaceae*, *Podocarpus*. У нижній частині межигірських відкладів (проверстки бурувато-сірої глини серед залізистих пісковиків) вигляд СПК різко змінюється – суттєво зменшується кількість і різноманіття пилку покритонасінних, різко збільшується кількість пилку голонасінних. Це слугує критерієм границі між обухівською та межигірською світами за палинологічними даними.

У північно-західному районі Українського щита з бурштиномісних порід товщі темноколірних кварцових гумусованих пісків і алевритів, що подекуди заміщує межигірську світу за простяганням, описано два СПК (Очаковський, 2017). Вони відрізняються співвідношенням окремих компонентів. У першому СПК пилки *Pinaceae* переважає над *Taxodiaceae* та *Sciadopitys*, пилки покритонасінних досить різноманітні, його частка менша. У другому СПК пилки *Taxodiaceae* та *Sciadopitys* переважає над *Pinaceae*, роль пилку покритонасінних різко зменшується до декількох відсотків. Серед цієї групи значна частка належить пилку *Rhus*.

У південно-західному районі ДДз описано два СПК (Стотланд, 1984; Очаковський, 2013). У складі обох переважає пилки голонасінних (*Pinaceae*, *Taxodiaceae*, *Sciadopitys*, *Podocarpus*), проте у верхньому СПК зменшується кількість пилку *Taxodiaceae*, *Sciadopitiaceae* на противагу *Pinaceae* та покритонасінним *Alnus*, *Carya* та триборознопоровому пилку штучних таксонів. Тут контакт між межигірськими та берецькими (зміївськими) відкладами чіткий, ерозійний – проверсток крупнозернистого гравелітного косошаруватого піску. Описаний тут зміївський СПК (Зосимович, Савронь, Ротман, 1980) містить переважно пилки голонасінних (*Pinaceae*, *Taxodiaceae*, *Sciadopitys*). Серед покритонасінних переважають представники *Betulaceae* (особливо *Alnus*), *Juglandaceae*, *Rhus*. Зменшується вміст пилку субтропічних рослин (*Myrica*) та пилку штучних таксонів (*Tricolporopollenites*).

У центральному районі ДДз у складі зміївського СПК переважає пилки голонасінних рослин з родин *Pinaceae* та *Taxodiaceae*, *Sciadopitys*. Пилки покритонасінних відіграє другорядну роль. Це представники родин *Betulaceae*, *Fagaceae*, *Juglandaceae*; *Nyssa*, *Salix*, *Rhus*, *Ilex* (Зосимович, Сорокіна, Сябряй, Устиновская, 1967; Зосимович, Сябряй, 1976; Бланк, Зосимович, Михеліс, 1980; Сиренко, 2003; Очаковський, 2006).

Таким чином у ДДз критерієм границі між межигірською та зміївською світами за палинологічними даними може слугувати різке збільшення порівняно з межигірським СПК кількості пилку *Taxodiaceae* та *Sciadopitys*, а також *Alnus*, *Betula* у складі зміївського СПК.

У Донбасі у розрізах депресивних воронки (наприклад Новодмитрівської) описані палеогенові та неогенові СПК (Михеліс, Крузіна, Узіюк, 1970; Козяр, Михеліс, 1973; Михеліс, 1973а; Михеліс, 1973б; Михеліс, 1975). У відкладах обухівського регіорусу описаний СПК *Quercus graciliformis* – *Tricolporopollenites cingulum* – *T. iliacus*. У відкладах межигірської світи (кварц-глауконітові піски з провестками глини та бурого вугілля) склад та характер СПК різко змінюється: тут домінує пилки голонасінних (*Taxodiaceae*, менше *Pinaceae*), присутній пилки субтропічних покритонасінних – реліктів еоцену (*Mugicaceae*, *Hamamelidaceae*, *Araliaceae*, *Moraceae*), що може слугувати критерієм розмежування відповідних світ. Цей СПК тотожний межигірському СПК ДДз. У відкладах зміївської світи (кварцові піски з проверстками глини та бурого вугілля, вище – основна буровугільна лінза) описаний СПК, тотожний зміївському СПК ДДз (Пелипенко, 1965). Тут домінує пилки



голонасінних, проте Pinaceae переважає Taxodiaceae, велика роль *Sciadopitys*, покритонасінні представлені широколистяними – Juglandaceae, Fagaceae, Betulaceae, пилком покритонасінних штучних таксонів, зникають релікти еоцену. Ці риси дозволяють розмежувати межигірські та зміївські відклади у Донбасі за палінологічними даними.

## **ОСНОВИ ОБГРУНТУВАННЯ ГРАНИЦЬ РЕГІОНАЛЬНИХ І МІСЦЕВИХ ПІДРОЗДІЛІВ ПАЛЕОЗОЮ УКРАЇНИ**

В.І. Полетаєв

Інститут геологічних наук НАН України, Київ

*Vlad\_Poletaev@ukr.net*

Геологічна зйомка і побудова геологічних карт базується на легендах, складених на основі регіональних і місцевих підрозділів (стратонів), які мають конкретні просторові і вікові границі. Фізичні ознаки цих границь геологи простежують при зйомці, при розчленуванні керну свердловин безпосередньо, чи за допомогою геофізичних методів. Таким чином, картуються літо-фізичні границі стратонів, тобто місцевих підрозділів різного рангу (комплексів, серій, світ, підсвіт, верств, тощо), а також горизонтів і регіоярусів, які є об'єктивними історико-генетичними комплексами місцевих підрозділів в конкретному регіоні. Таксони МСШ (яруси, відділи, системи, тощо) не мають особистих фізично виражених границь, а мають лише класифікаційні вікові границі, які безпосередньо не картуються. Віртуальні вікові границі регіональних або стандартних біостратиграфічних зон також не картуються, але саме зони використовуються для визначення віку, стратиграфічного обсягу і кореляції місцевих і регіональних підрозділів між собою та з підрозділами МСШ при побудові схем і легенд геологічних карт нового покоління.

Отже, обгрунтування границь стратонів, які картуються, і кореляційних вікових підрозділів регіонального, провінційного і навіть глобального поширення мають різні підстави і особливості. Проте, побудова схем і легенд неможлива без урахування взаємодії насамперед цих двох типів стратиграфічних підрозділів (Стратиграфія, 2013).

Важливішою особливістю геологічних розрізів палеозою України, є по-перше, циклічність, яка відбиває ритмічний характер процесу накопичення осадів, а по-друге, історична етапність цього процесу, яка є об'єктивною основою для розчленування розрізу та виділення в ньому місцевих і регіональних підрозділів. Чіткі або приховані ознаки циклічності та етапності процесу осадонакопичення мають безпосереднє відношення до обгрунтування границь регіональних і місцевих підрозділів. Саме цикліти та етапні геологічні тіла різного рангу або їх частини складають зазвичай об'єкти картування стратифікованих відкладів осадового походження.

Таким чином, обгрунтування границь регіональних і місцевих підрозділів осадового походження має три складові:

- визначення літолого-фаціальних ознак границь місцевих підрозділів;
- визначення ознак циклічних і історичних (етапних) границь регіональних підрозділів;
- визначення біохронологічних (зональних) границь, стратиграфічного обсягу і віку регіональних і місцевих підрозділів.

Треба зазначити, що в межах регіонів України різних за структурно-тектонічними, географічними і екологічними умовами, таких як схиліві, центральні або субгеосинклінальні

частини Доно-Дніпровського авлакогену, тощо, формувались розрізи різного типу. Кожний з них потребує особливого але, як правило, комплексного визначення обсягу стратонів та визнання провідного значення того, чи іншого методу обґрунтування границь. Часом, границі підрозділу, визначені за комплексом викопної біоти або за першою чи останньою знахідкою керівного виду стандартної біозони, не співпадають з границями етапів історичного процесу накопичення осадів в регіоні, тобто з границями регіональних стратонів. Це засвідчує (показує, доводить) розбіжності природних історичних границь регіональних стратонів і умовних вікових границь таксонів МСШ та біозональних (біохронологічних) стандартів.

Пріоритет при картуванні та побудові геологічних карт нового покоління території України за визначенням належить границям місцевих і регіональних підрозділів. При розчленуванні потужних монотипних поліфаціальних товщ, таких як, наприклад, фаціально строката переважно карбонатна товща північного борту ДДЗ (Південного схилу Воронезького масиву) з численними внутрішньоформаційними переривами, пріоритет для визначення обсягу місцевих стратонів надано комплексу біостратиграфічних даних (Полетаєв та ін., 2010). На основі палеонтологічних даних була складена стратиграфічна схема вапнякової товщі Південного борту Донбасу (Полетаєв, 1983). При розчленуванні паралічного типу поліфаціальної товщі карбону Донбасу, навпаки, пріоритет належить ознакам циклічності, що підтвердили і новітні дані (Montanetz et al., 2011). Загальні надбання в галузі стратиграфії палеозойських відкладів України з 1993 по 2013 роки підсумовані у першому томі видання (Стратиграфія, 2013).

## **ГЕОХРОНОЛОГІЧНІ МЕЖІ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ ЗА ДАНИМИ ТЕРМОЛЮМІНІСЦЕНТНОГО АНАЛІЗУ**

С.К. Прилипко

Інститут геологічних наук НАН України, Київ

*Serge.prylypko@gmail.com*

Визначення геохронологічних меж неоплейстоцену спирається на результати, отримані в лабораторії геохронології ІГН НАН України і є підставою для виділення наступних підрозділів.

Бузький стадіал (друга стадія ізотопно-кисневої шкали). Для відкладів бузького лесового горизонту отримано наступні дати: мінімальна  $24 \pm 3$  тис років (розріз Урзуф), максимальна  $34 \pm 3$  тис років (розріз Миронівка).

Під відкладами бузького стадіалу залягає горизонт вітачівського викопного ґрунту (третья стадія ізотопно-кисневої шкали), для якого отримані наступні дати: мінімальна  $39 \pm 4$  тис років (розріз Миронівка), максимальна  $60 \pm 3$  тис років (розріз Платово).

Для залягаючих нижче відкладів удайського лесового горизонту (четверта стадія ізотопно-кисневої шкали) отримано такі дати: мінімальна  $64 \pm 6$  тис років (розріз Миронівка), максимальна  $78 \pm 11$  тис років (розріз Роксолани).

Під відкладами удайського лесового горизонту залягають відклади складно побудованого прилукського викопного ґрунту (п'ята стадія ізотопно-кисневої шкали). Йому

відповідають наступні дати: мінімальна  $69 \pm 7$  тис років (розріз Приморське), максимальна  $137 \pm 15$  тис років (розріз Роксолани).

Нижче фіксується тясминський лесовий горизонт (шоста стадія ізотопно-кисневої шкали), для якого отримані наступні дати: мінімальна  $126 \pm 13$  тис років (розрізи Станіслав, Ногайськ), максимальна дата  $200 \pm 21$  тис років (розріз Роксолани).

Далі йде кайдакський багато шаровий викопний ґрунт (сьома стадія ізотопно-кисневої шкали), мінімальні дати для якого становлять  $190 \pm 20$  тис. років (розрізи Станіслав, Ногайськ, Урзуф), максимальна дата становить  $250 \pm 25$  тис років (розріз Широкіно).

Відклади дніпровського холодного стадіалу (восьма стадія ізотопно-кисневої шкали) мають наступні дати: мінімальна  $254 \pm 25$  тис років (розріз Приморське), максимальна  $298 \pm 30$  тис років (розріз Роксолани).

Завершальними в досліджених нами розрізах спостерігаються відклади багатошарового, складно побудованого завадівського викопного ґрунту (дев'ята стадія ізотопно-кисневої шкали), для якого отримані наступні дати: мінімальна  $286 \pm 43$  тис років (розріз Приморське), максимальна  $433 \pm 44$  тис років (розріз Станіслав) (Прилипко, 2009).

## ДО ПОЛОЖЕННЯ ГРАНИЦІ РЮПЕЛЬСЬКОГО І ХАТСЬКОГО ЯРУСІВ ОЛІГОЦЕНУ В ОСАДОВОМУ РОЗРІЗІ ПІВДЕННОЇ УКРАЇНИ

Т.С. Рябоконт

Інститут геологічних наук НАН України, Київ

*tamararyabokon@gmail.com*

Маркером нижньої границі хатського ярусу в сучасній Міжнародній стратиграфічній шкалі (МСШ) палеогену (Speijer et al., 2020) визначена біотична подія зникнення постійної присутності планктонних форамініфер *Chiloguembelina cubensis* (Coccioni et al., 2018). Ця границя в біозональній шкалі проведена у верхній частині зон NP 24 і CN O4 вапнякового нанопланктону, по межі зон O4/O5 планктонних форамініфер, у верхній частині зони D 14 і підшві підзони DO 5a диноцист. В магнітостратиграфічній шкалі її помістили в нижню частину хрону C9n. Рубіж рюпелю/хату співвіднесено з початком ранньохатської трансгресії. Нижню границю хатського ярусу датовано 27,29 млн років.

Раніше, в МСШ попередніх років (Luterbacher et al., 2004; Vanderberghe et al., 2012; Ogg et al., 2016), нижню границю хатського ярусу поміщали в хрон C10n та пов'язували з крупним падінням рівня океанів.

У Східному Паратетісі, за даними досліджень останніх років (Застрожнов и др., 2019; Попов и др., 2019), нижню частину розрізу верхнього олігоцену характеризують інтервали прямої полярності, які співвіднесені з хронами C10n і C9n. Їх встановлено у відкладах з комплексами диноцист підзони Rhombodinium draco зони Chiropteridium partispinatum і вапнякового нанопланктону зони NP 24. Цей стратиграфічний рівень характеризує комплекс молюсків з індекс-видом хатського ярусу *Chlamys bifida*, а також верстви з форамініферами (верстви з *Cyclammina turosa*, *Virgulinea ex gr. pertusa*, зона *Spiroplectammina terekensis* – *Heterolepa ornata*).

Початок хату в Східному Паратетісі є трансгресивним і часом відновлення нормально-морських умов (Попов и др., 2010). Це узгоджується з положенням нижньої границі

хатського ярусу в сучасній МСШ палеогену (Speijer et al., 2020), де вона співвіднесена з ранньохатським підвищенням рівня океанів, а не з різким його падінням, як вважали раніше (Luterbacher et al., 2004; Vanderberghe et al., 2012; Ogg et al., 2016).

В стратиграфічних схемах палеогену Південної України нижню границю хатського ярусу і верхнього олігоцену визначали по-різному: в подошві верхньокерлеутського підгоризонту керлеутського горизонту (в подошві лони *Sphaeroidina variabilis* форамініфер) (Геология, 1984); в подошві асканійського горизонту керлеутського надгоризонту (в подошві лони *Sphaeroidina variabilis*) (Стратиграфическая, 1987); в подошві сірогозького горизонту (Стратиграфическая, 1993).

В олігоцені Південної України комплекс молюсків з індекс-видом хатського ярусу *Chlamys bifida* визначено в нижній частині асканійської світи Північного Причорномор'я (Веселов, 1969 та ін.). Цю світу характеризують: диноцисти підзони *Rhombodinium draco* зони *Chiropteridium galea*; зона *Sphaeroidina variabilis* бентосних форамініфер; комплекс планктонних форамініфер, який відповідає хроностратиграфічному рівню зон О 5 – О 6 (перелік посилань див. (Рябоконт, 2016)). Формування асканійської світи Північного Причорномор'я пов'язують з відновленням нормально-морських умов у регіоні. В подошві світи проведена межа нижнього і верхнього регіопід'ярусів керлеутського регіоярусу олігоцену Південної України (Геология, 1984; Зернецький, Рябоконт, 2013; Рябоконт, 2016; Vernyhорова, Ryabokon, 2020).

Висновок. У сучасному визначенні нижня границя хатського ярусу в розрізах північного шельфу Східного Паратетису пов'язана з відновленням нормально-морських умов. Границя рюпелю/хату в розрізі Південної України співпадає з межею нижнього і верхнього регіопід'ярусів керлеутського регіоярусу, як то було визначено в стратиграфічних схемах (Геология, 1984; Стратиграфическая, 1987). Нижня границя хатського ярусу за палеонтологічними (біостратиграфічними) критеріями трассується по подошві верств з *Plagiocardium abundant*, *Chlamys bifida* молюсків, зони бентосних форамініфер *Sphaeroidina variabilis*, верств з *Haplophragmoides kerleuticus*, в середині підзони *Rhombodinium draco* зони *Chiropteridium galea* диноцист.

## **ПОЛОЖЕННЯ ГРАНИЦЬ ЯРУСІВ ПАЛЕОЦЕНУ І ЕОЦЕНУ В ОСАДОВОМУ РОЗРІЗІ ПІВДЕННОЇ УКРАЇНИ**

Т.С. Рябоконт

Інститут геологічних наук НАН України, Київ  
*tamararyabokon@gmail.com*

За глобальними корелятивними маркерами в розрізі Південної України розпізнані тільки нижні границі іпрського та приабонського ярусів.

За біотичною подією акме диноцист *Apectodinium augustum* нижня границя іпру встановлена в розрізі біля м. Феодосія в Криму у верхній частині зони *Acarinina acarinata* (Александрова, Щербинина, 2011; Бугрова и др., 2002). Рубіж палеоцену/еоцену проходить у припокрівельній частині качинського регіоярусу. В більшості ж розрізів півдня України цю границю характеризує стратиграфічний перерив.

Поява вапнякового нанопланктону *Chiasmolithus oamaruensis* (глобальний корелятивний маркер нижньої границі приабонського ярусу) визначена в Бахчисарайському стратотиповому районі Криму, де співпадає з нижньою границею альмінського регіоярусу. В інших розрізах півдня України рубіж бартону/приабону припадає на стратиграфічний перерив.

За сучасною МСШ палеогену (Speijer et al., 2020) уточнено положення границь лютету/бартону і приабону/рюпелью в осадовому розрізі півдня України.

Нижня границя бартону в сучасній МСШ знаходиться в інтервалі між двома подіями: LLTM пізнього лютету і МЕСО раннього бартону. В Кримсько-Кавказькому регіоні і на півдні України, зокрема, вона проходить в нижній частині кумської світи, в інтервалі між: 1) початком постійної присутності *Cribricentrum reticulatum* і крупних *Reticulofenestra umbilica* та 2) появою *Dictyococcites bisectus* і появою *Rhombodinium draco*. Ймовірно, вона пов'язана з початком акме планктонних форамініфер *Subbotina turcmenica* після зникнення *Hantkenina*. В Північному Причорномор'ї ця границя припадає на стратиграфічний перерив між червоноукраїнською і хаджибейською світами.

Рубіж еоцену/олігоцену, нижня границя рюпельського ярусу суміщені з межею альмінського/планорбелового регіоярусів. У більшості розрізів в них пов'язаний регіональний стратиграфічний перерив. Критерієм цієї границі в Кримсько-Кавказькому регіоні за нанопланктоном можливо вважати чисельність дрібних *Clausicoccus subdistichus*, *Ret. dictyoda* на самому початку олігоцену після зникнення розетковидних дискоастерів наприкінці еоцену. В розрізах Криму подія вимирання розетковидних дискоастерів (покрівля зони NP 20), за даними М.Г. Музилюва (Музылев, 1980), С.А. Люльєвої (Анистратенко и др., 2012; Зернецкий, Люльєва, 1990), зафіксована всередині верств з "*Lenticulina*" *herrmanni*. За диноцистами границю еоцену/олігоцену проводять в підшві зони *Phthanoperidinium amoenum*/*Wetzeliella symmetrica* (Атлас, 2011).

Уточнено положення границь ярусів у біостратиграфічній (зональній) схемі палеогену Південної України та запропоновані критерії їх розпізнавання в розрізах.

Границю данію/зеландію у Кримсько-Кавказькому регіоні поміщають в середину зони *Morozovella angulata* s.l. у верхній частині зони NP 4. Маркером нижньої границі зеландію в розрізах закритих територій півдня України можливо вважати появу *M-lla conicotruncata* вище рівня скорочення чисельності і зникнення *Praemurica inconstans*. Границя данію/зеландію проходить всередині верхнього регіоніду ярусу білокам'яньського регіоярусу Південної України.

Границя зеландію/танету в розрізі Південної України проведена всередині зони NP 6 і низах зони *Asarinina subsphaerica*, в низах качинського регіоярусу. В палеоценовому розрізі нижню границю танетського ярусу можливо визначати за появою і зростанням чисельності *Ac. subsphaerica*.

Межа іпру/лютеу за глобальним корелятивним маркером (поява вапнякового нанопланктону *Blackites inflatus*) у глибоководних морських розрізах Кримсько-Кавказького регіону і України, зокрема, проведена всередині зони NP 14, зони *Enneadocysta arcuata*, зони *Ac. bullbrookii*. В мілководно-морських розрізах еоцену півдня України нижню границю лютету визначено в межах нижньої частини зони *Nummulites polygyratus* у верхній частині сімферопольського регіоярусу (Зернецкий, 2016).

Більшість ярусних границь пов'язана зі стратиграфічними переривами в осадовому розрізі України. Так, границя крейди/палеогену, нижня границя данського ярусу проведена в

підшві білокам'янського регіоюрусу. Її характеризує регіональний стратиграфічний перерив. Найдавніші зі встановлених відкладів палеоцену на півдні охарактеризовані зоною NP 1 і зоною *Parvularugoglobigerina eugubina* на Керченському півострові (посилання див. (Рябокоть, 2015)).

## **ХІАТУСИ В ПАЛЕОЦЕН – ЕОЦЕНОВОМУ РОЗРІЗІ ПІВНІЧНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я**

Т.С. Рябокоть<sup>1</sup>, Б.Ф. Зернецький<sup>2</sup>

Інститут геологічних наук НАН України, м. Київ, Україна

<sup>1</sup> *tamararyabokon@gmail.com*; <sup>2</sup> *boriszernetsky@gmail.com*

Хіатуси (стратиграфічні пробіли, перериви) в геологічних розрізах є свідченням порушення безперервності послідовності нашарування в результаті тимчасового припинення, за різних причин, осадконакопичення або ерозії раніше утворених відкладів (Барабошкин и др., 2002; Дополнение, 2000). В розрізах морських відкладів стратиграфічний діапазон хіатусів, зазвичай, визначають за допомогою зональної біостратиграфії.

Тривалість стратиграфічних переривів в палеоцен – еоценовому осадовому розрізі Північного Причорномор'я в попередні роки оцінювали за даними нанопланктонного аналізу (Богданович, 1979; Вага и др., 2017).

При визначенні стратиграфічного діапазону переривів в палеоцен–еоценовому розрізі означеного регіону Південної України дані по вапняковому нанопланктону Є.М. Богданович (1979), Д.Д. Вага і А.С. Андреевої-Григорович (Вага и др., 2017), С.А. Люльєвої (Зернецький, Люльєва, 1990, 1994) були доповнені та уточнені результатами досліджень планктонних форамініфер (перелік посилань див. (Рябокоть, 2015, 2016)) і крупних бентосних форамініфер (Зернецький, 2016). Для оцінки тривалості хіатусів використана біозональна шкала сучасної Міжнародної стратиграфічної шкали (МСШ) палеогену (Spreijer ea., 2020).

В осадовому розрізі Північного Причорномор'я наявні такі регіональні стратиграфічні перериви (вказано хроностратиграфічний діапазон за МСШ):

приблизно 66 – 64,5 млн років в нижній частині білокам'янського регіоюрусу за відсутністю зон нанопланктону NP 1 і NP 2, зон планктонних форамініфер *Parvularugoglobigerina eugubina* і *Eoglobigerina taurica*;

приблизно 61,6 – 59,2 млн років на границі білокам'янського і качинського регіоюрусів – верхньої частини зони нанопланктону NP 5 і нижньої частини зони NP 6, верхньої частини зони планктонних форамініфер *Morozovella angulata* s. l. і зони *Igorina djanensis*;

приблизно 56,5 – 54 млн років на рубежі палеоцену і еоцену, качинського і бахчисарайського регіоюрусів – верхньої частини зони нанопланктону NP 9 і зони NP 10, верхньої частини зони планктонних форамініфер *Asarginina asarginata* і нижньої частини зони *M-lla subbotinae* s. l.;

приблизно 51 – 50 млн років на межі бахчисарайського і сімферопольського регіоюрусів – верхньої частини зони нанопланктону NP 12 і нижньої частини NP 13, підзони крупних форамініфер *Nummulites crimensis*, нижньої частини зони планктонних форамініфер *M-lla aragonensis* s. l.;

до 0.5 млн років на границі еоцену і олігоцену, альмінського і планорбелового регіоюрусів – зони нанопланктону NP 21 (частково).

Стратиграфічний діапазон хіатусів в напрямі до прилеглих частин Українського щита і Приазовського масиву збільшується за рахунок випадіння із розрізу цілих стратиграфічних горизонтів (регіоярусів, ярусів). На півдні Українського щита крупні стратиграфічні перериви охоплюють:

данський – іпрський віки, білокам'янський – ранньосімферопольський віки (66 – 48 млн років);

бартонський – ранньоприабонський віки; кумський – ранньоальмінський віки (39 – 36,5 млн років);

пізньо приабонський – ранньорюпельський віки; пізньоальмінський – ранньопланорбеловий віки (34,5 – 33 млн років).

Для оцінки стратиграфічного діапазону хіатусу на рубежі сімферопольського і новопавлівського регіоярусів (приблизно 46 млн років; ранній лютет) поки-що замало даних.

## **ОБҐРУНТУВАННЯ ГРАНИЦЬ РЕГІОНАЛЬНИХ І МІСЦЕВИХ ПІДРОЗДІЛІВ ТУРНЕЙСЬКОГО І ВІЗЕЙСЬКОГО ЯРУСІВ ДОНО-ДНІПРОВСЬКОГО ПРОГИНУ ЗА ВАПНИСТИМИ ВОДОРОСТЯМИ**

О.А. Сухов

Інститут геологічних наук НАН України, Київ  
*osukhow74@ukr.net*

Турнейський і візейський яруси в Доно-Дніпровському прогині (ДДП) представлені базаліївським, каракубським, волноваським, карпівським, докучаєвським, глибокинським, сухинським, стильським, донецьким та межівським регіональними горизонтами. Ці горизонти складені переважно карбонатними відкладами, тому їх границі обґрунтовані за даними вивчення форамініфер, брахіопод, а також конодонтів.

Вапнисті водорості не є ортостратиграфічною групою для розчленування карбонатних відкладів, тому традиційно їх вивчали як супутню групу поряд з іншими фосиліями. Значенню ж їх для стратиграфії не надавали достатньої уваги.

Найбільш помітними роботами, які присвячені стратиграфічному значенню вапнистих водоростей карбонатної товщі нижнього карбону Донбасу є публікації О.І. Берченко (1981), О.А. Сухова (2013), В.І. Єфіменко (2006, 2013).

У відкладах турнецького і візейського ярусів ДДП виділено шість водоростевих комплексів.

Перший комплекс характеризує відклади базаліївського, каракубського та волноваського горизонтів турне. Цей комплекс різко відрізняється від комплексу девонських відкладів повною відсутністю в ньому харових водоростей та червоних водоростей *Parachaetetes* Deninger та *Solenopora* Dybovskyi, переважанням численних примітивних палеоберезелід та синьозелених водоростей.

Другий комплекс характеризує відклади карпівського горизонту турне. У його складі зменшується таксономічне різноманіття палеоберезелід, серед зелених водоростей з'являються *Kulikaella minima* Berch., *K. unistratosa* Berch., червоні водорості *Petschoria antique* Berch., водорості невизначеного систематичного порядку *Hypocaustella cartimandue* Elliot.

Третій, комплекс турнейського ярусу – докучаєвський. Цей комплекс характеризує подальша зміна систематичного складу зелених трубчастих водоростей *Palaeoberesellaceae* Mamet et Roux, поява *Exvotarisella index* (Moeller), *Kamaena grandis* Sukh., та *K. donbassica* Sukh, стають рідкісними і зникають примітивні палеоберезеліди турнейського типу.

Четвертий, комплекс глибокинського горизонту візе за систематичним складом подібний до попереднього. Проте для нього характерні таксономічний і кількісний розквіт палеоберезелід, які разом з форамініферами часто набувають породоутворюючого значення.

Комплекс сухинського і стильського горизонту, який у Донбасі відсутній, та нижньої частини донецького горизонту характеризує різке зменшення кількості та різноманіття палеоберезелід. Однак у ньому починають зустрічатися червоні водорості *Stacheonaceae* Loeblich et Tappan, а також добре структуровані палеоберезеліди *Exvotarisella maponi* Elliot, які за всіма ознаками є предковими формами дазікладацій з вищезалігаючих відкладів пенсильванію.

Комплекс верхньої частини донецького та межівського горизонтів характеризує значне оновлення систематичного складу всіх груп водоростей. Зелені водорості *Palaeoberesellaceae* Mamet et Roux стають одиничними, зі збідненим таксономічним складом і, у порівнянні з іншими групами, мають підпорядковане значення. Набувають розквіту зелені водорості *Calcifolium okense* та *C. punktatum*, які інколи мають породоутворююче значення. Зростає таксономічне різноманіття усіх інших груп зелених, червоних та синьозелених водоростей, з'являються поодинокі екземпляри водоростей, характерних для серпуховського та башкирського ярусів.

Таким чином, найкраще за водоростями прослідковується границя між девонською і кам'яновугільною системами. Зміна водоростевих комплексів спостережена дещо нижче нині існуючої границі між турнейським і візейським ярусами. Впродовж візейського часу відбувається поступова зміна домінуючих водоростевих таксонів, поступово набуваючи рис комплексу характерного для нижнього пенсильванію. Границя між візейським та серпуховським ярусами на даному етапі вивчення вапнистих водоростей не прослідковується.

## **ГЛОБАЛЬНА ГРАНИЦЯ КАНПАНУ/МААСТРИХТУ (ПІЗНЯ КРЕЙДА) У РОЗРІЗАХ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ (ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ, ДОНБАС, КРИМ)**

Я.М. Гузяк

Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів  
[yarynatuzyak@gmail.com](mailto:yarynatuzyak@gmail.com)

Накопичення нового фактичного матеріалу, переінтерпретація отриманих результатів попередніх дослідень на новій стратиграфічній основі з урахуванням сучасних світових тенденцій (концепції «золотих цвяхів») і наукових підходів стратиграфічна основа осадового чохла літосфери України потребує модернізації. Попри майже 200-річну історію вивчення крейдових відкладів території України залишаються питання, які є актуальними і сьогодні. До них належать – пошук глобальних подій (GTS–2020), визначених у стратотипових розрізах світу, у їх вікових аналогах на території України, що сприятиме надійному зіставленню українських розрізів з МХСШ, відтворенню стратиграфічного положення еко-



морфодинамічних систем у просторі і часі, встановленню зв'язків між басейнами седиментації. А це, в свою чергу, полегшить і деталізує процес побудови моделей осадових басейнів різного рангу. Також слід враховувати ту обставину, що ми маємо справу з фрагментами (неповнотою) геологічного і палеонтологічного літопису, з літологічно однорідними товщами, що утруднює розчленування та зіставлення розрізів, а інколи призводить до хибних інтерпретацій. Така ситуація склалась при вивченні розрізів пізньої крейди (кампану-маастрихту) околиць м. Львів – львівських і нагірянських мергелів (Михайлов, 1951), що сприяло неодноразовій зміні поглядів науковців. Їх вважали одновіковими (Кпег, 1848, 1852; Nowak, 1912–1913; Favre, 1869; Lomnicki, 1891, 1893, 1897; Dunikowski, 1879), опускали розуміння тектонічної позиції регіону, не зуміли виявити у свій час різниці в комплексах фосилій нагірянської і львівської частин басейну (Семірадський, 1902).

Проблема з вибором глобального маркера для проведення границі кампану/маастрихту тривала майже 30 років і була вирішена у 2020 році. На сучасному етапі ця границя діагностується 12 рівнозначними біостратиграфічними критеріями, серед яких за первинний прийнято першу появу амоніта *Pachydiscus neubergicus*. За стратотиповий розріз обрано територію Пд-Зх Франції у закинутому кар'єрі с. Терсіс-ле-Бен (Tercis les Bains), между проводять на 90 см нижче появи амонітів *Pachydiscus neubergicus* (первинний маркер) і *Hoploscaphites constrictus* (вторинний маркер) – найнижча перша поява у розрізі вища за первинний маркер (GTS–2020). Знахідки амонітів доводять, що цей рівень приблизно рівнозначний основі амонітової зони *Vaculites eliasi* внутрішньої частини заходу Північної Америки.

Щодо белемнітів – *Belemnella lanceolata*, то ця група організмів обмежена Бореальною крейдою і не діагностована в Тетисній області, де амоніт *Pachydiscus neubergicus* має значно ширше географічне поширення (Hancock, 1991).

Перші спроби розчленувати кампан-маастрихтські відклади території України закладені працями європейських дослідників ще у XIX ст., які були значно деталізовані роботами російських й українських науковців. Вже на той час виявлені важливі для стратифікації групи викопних, які на сучасному етапі розглянуті як головні біостратиграфічні критерії для проведення границі кампану/маастрихту в світовому масштабі. Ревізія опублікованого матеріалу майже за 200-літню історію досліджень дала можливість зробити висновок, що ця межа має всі ознаки глобальної. Вона простежується на Заході України, Донбасі й Криму. У її розрізах присутні представники як Тетисної так і Бореальної палеобіофауністичних провінцій. Виявлені первинні і вторинні маркери, присутність бореальних і тетисних представників в українських розрізах сприяє обґрунтуванню границі кампану/маастрихту і уточненню межі між басейнами, що належали до різних кліматичних поясів у пізньокрейдодовий час.

Як зазначають автори (Пастернак та ін., 1968), у XIX ст. існували добрі відслонення порід зони *Pachydiscus neubergicus* (так званої нагірянської опоки), в с. Нагірянах, Пустомитівського району, звідки походять колекції маастрихтської фауни, зібрані Е. Фавром (1869), М. Ломницьким (1891, 1893, 1897), Е. Дуніковським (1879), Я. Новаком (1911–1913) та іншими дослідниками. Нині нагірянські розрізи задерновані.

На сучасному етапі границя кампану/маастрихту в українських розрізах заслуговує уваги і потребує детального вивчення з охопленням усіх груп фосилій.

## **ПРО ДЕЯКІ НЕДОЛІКИ СТРАТИГРАФІЧНОЇ СХЕМИ “ДОКИЇВСЬКОГО” ПАЛЕОГЕНУ ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРУ ПІВНІЧНОГО ДОНБАСУ**

М.І. Удовиченко

Луганський національний університет імені Тараса Шевченка, Старобільськ  
*triakis26@gmail.com*

В стратиграфічній схемі 1993 року найбільш детальна стратифікація “докиївських” відкладів палеогену наведена для центрального сектору Північного Донбасу. В її основу покладено результати роботи С.А. Мороза і Е.Б. Савроня (1975) з незначними змінами. Враховуючи те, що стратотипові розрізи завжди були відправними пунктами при стратиграфічних дослідженнях, основну увагу ми зосередили саме на них.

Рогальські верстви (середній палеоцен) представлені зеленувато-сірими шаруватими глинами товщиною 1–1,5 м, які з галечником в основі залягають на верхній крейді. Середньопалеоценовий вік їх не підтверджено ні палеонтологічними даними, ні стратиграфічним положенням. Покриваючі піски віднесені до зборнайських верств верхнього палеоцену також без палеонтологічного обґрунтування.

Зборнайські верстви (верхній палеоцен). В стратотипі пізньопалеоценовий вік пісків визначено за даними багатого комплексу молюсків (Мороз, Савронь, 1975). Слід відзначити, що П.І. Луцький (1963) вважав їх не древнішими за ранній еоцен, а А.А. Березовський відзначає значну схожість зборнайського комплексу молюсків з лютецькими (усне повідомлення). В розташованому неподалік кар’єрі в основі зборнайських верств виявлено еоценовий комплекс зубів акул (Удовиченко, 2016).

Ковсузькі верстви (нижня частина іпру) представлені зеленувато-сірою глиною товщиною 1,2 м з тонкими прошарками пісків і пісковиків, яка залягає на опоковидній глинисто-алевритовій породі і перекривається світлими кварцовими пісками. Глина вміщує ядра і відбитки молюсків незадовільної збереженості. Спорово-пилковий комплекс має значну схожість з комплексом із мерлинської світи сумської серії (Мороз, Савронь, 1975).

Хрестовські верстви (верхня частина іпру) складені косошаруватими пісками з прошарками пісковиків загальною товщиною до 3,5 м. Вони з розмивом залягають на пісках зборнайських верств і також з розмивом перекриваються глауконітовими пісками білоріченських верств. Багатий комплекс молюсків дозволив визначити їх вік як ранньоеоценовий, хоча сам С.А. Мороз відзначав, що в комплексі присутня значна частка видів, характерних для більш молодих відкладів. Як опорний розріз хрестовських верств для півночі Луганської області він рекомендував відслонення поблизу с. Осинове (Мороз, Савронь, 1975). За результатами вивчення зубів акул було встановлено його лютецький вік (Удовиченко, 2009).

Рогівські верстви. В Схемі вони відповідають нижній частині бучацької серії. На правому схилі долини р. Айдар напроти с. Рогове М.М. Ключніковим (1953) в опоковидних алевролітах виявлено небагатий комплекс молюсків, який дозволив йому датувати породи раннім еоценом. Рогівські верстви залягають там на розмитій поверхні верхньої крейди і, за даними М.М. Ключнікова, покриваються світлими кварцовими пісками бучацької серії. Проблема рогівських верств розглядалась нами (Удовиченко, 2019), де запропоновано віднести їх до нижнього еоцену, як і вважалось раніше.

Білоріченські верстви в Схемі віднесені до середньої частини бучацької серії. Стратотип представлений глауконітово-кварцовими пісковиками, що в нижній частині

вміщують багатий комплекс молюсків. Його біостратиграфічний аналіз дозволив визначити вік порід як ранньеоценовий (Мороз, Савронь, 1975). Проведені спостереження білоріченських верств в стратотиповому районі (розрізи Грушка, Коноплянська, Рядькіна, Лісок та ін.) свідчать про те, що повсюдно вони тісно пов'язані з київською світою. В жодному із розрізів вони не перекриваються пісками новопоксовських верств, які в Схемі відповідають верхній частині бучацької серії.

Висновки.

1. Стратотипи більшості верств виділені з порушенням: в розрізах відсутні підстелюючі і покриваючі стратони (рогальські, зборнайські, хрестовські, білоріченські).
2. Вік деяких верств палеонтологічно не обґрунтовано (рогальські, ковсузькі).
3. Невиправдано перенесено стратотип рогівських верств в інший розріз (Осинове).
4. З метою усунення існуючих протиріч щодо визначення віку стратотипів деяких верств (зборнайські, хрестовські, рогівські) слід перш за все вивчити в них комплекси диноцист та інших груп мікрофосилій.

## **ОБҐРУНТУВАННЯ ГРАНИЦЬ СТРАТИГРАФІЧНИХ ПІДРОЗДІЛІВ ПАЛЕОГЕНУ ПІВНІЧНОЇ УКРАЇНИ ЗА ДИНОЦИСТАМИ**

Т.В. Шевченко

Інститут геологічних наук НАН України, Київ,  
*shetv@ukr.net*

1. *Диноцисти як біостратиграфічний інструмент, зональні шкали.* Світовими дослідниками запропоновано багато варіантів зональних шкал та узагальнених зведень за диноцистами, зокрема для палеогену середніх широт Північної півкулі (Costa, Downie, 1976; Chateauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; Costa, Manum, 1988; Андреева-Григорович, 1991; Kothe, Piesker, 2012; King, 2016; Яковлева, 2017; Васильева, 2018 та ін.). Єдиної (глобальної/субглобальної) зональної шкали за диноцистами ще не існує (не затверджено). В зональній стратиграфії морського палеогену України рештки динофітових водоростей однією з провідних ортостратиграфічних груп, оскільки вони безперервно простежуються по розрізу від низів данію до низів міоцену. Це дозволяє сягати за диноцистами детальності розчленування та обґрунтовувати кореляцію північноукраїнських регіональних і місцевих підрозділів з Міжнародною ярусною шкалою. Для розчленування палеогенових відкладів Північної України адаптована шкала А.С. Андреевої-Григорович 1991 року (Т.В. Шевченко в (Андреева-Григорович и др., 2011)) з доповненнями, які відбивають специфіку розвитку динофлори в різних структурно-фаціальних районах означеного регіону. Взаємоконтроль стратифікації та кореляції за диноцистами паралельними біостратиграфічними шкалами (за планктонними форамініферами, нанопланктоном, діатомовими і силікофлагелятами, радіоляріями) можливий не для всього інтервалу палеогенового розрізу через літологічний склад північноукраїнського палеогенового розрізу, який обмежує їх застосовність. В Північній Україні найбільш повні диноцистові послідовності присутні у розрізах Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ), де виділені дванадцять з чотирнадцяти динозон шкали А.С. Андреевої-Григорович (1991). Схили ДДЗ, Український щит (УЩ) та схили Воронізької антеклізи (ВА) і Донецької складчастої споруди (ДСС) вирізняються більшим

різноманіттям теригенних фацій. Тому роль диноцистового методу тут для встановлення границь стратонів порівняно з літостратиграфічним та іншими біостратиграфічними/палеонтологічними методами зростає.

2. *Регіональні стратиграфічні підрозділи палеогену Північної України як складові загальної/міжнародної стратиграфічної шкали.* Регіональні стратиграфічні підрозділи палеогену Північної України представлені дев'ятьма регіоярусами (Зосимович, Шевченко, 2014), в основу виділення яких покладена трансгресивно-регресивна циклічність. В більшості границі регіоярусів для глибоководних і мілководних зон північноукраїнського палеобасейну розділені переривами, які підкреслені випадінням з розрізів певних диноцистових зон.

3. *Місцеві стратиграфічні підрозділи як відбиття різноманіття літолого-фаціальних особливостей регіоярусів.* В умовах відносно монофаціальних відкладів у ДДЗ світи палеогену характеризуються однотипністю керівних комплексів динофітових. В умовах фаціальної диференціації фаціально-складних седиментаційних басейнів в межах УЩ, ВА, ДСС границі місцевих стратонів екологічно контролюються. За диноцистами «екологічність» комплексу, з одного боку, підкреслює чіткість границь стратонів – відбувається зміна різнофаціальних комплексів органікостінного мікропланктону (диноцист, акритарх, зелених водоростей, «палінофорамініфер») по вертикалі і латералі. Місцевий стратон в даному випадку відображає певну палеоекосистему. Тому виявлення або уточнення границі (вікової і латеральної) стратону ґрунтується на встановленні екосистемної перебудови. З іншого боку, екологічний «ефект» ускладнює кореляцію віддалених різнофаціальних товщ (наприклад, теригенно/теригенно-карбонатні товщі еоцену УЩ з теригенно-кременистими схилу ВА). Дослідженнями встановлено, що місцеві стратони палеогену Північної України завжди мають у своєму складі рештки зонально-керівних видів динофітових. Це дозволяє тією чи іншою мірою корелювати різнофаціальні відклади в межах регіону. Тобто диноцисти в якості біомаркера є важливим кореляційним інструментом. Для регіонів (УЩ, схили ВА), де стратиграфічні побудови автора базувались на палеоекологічному методі, висновки по проведенню границь за органікостінним мікрофітопланктоном зіставлені з даними за форамініферами та діатомовими. Комплексування різних палеонтологічних методів з літологічним для кореляції стратонів та визначення їх границь дозволило внести корективи у вік та обсяг місцевих підрозділів, оцінити тривалість переривів між ними.

Дослідження проведено в рамках програм КПКВК 6541230 (0120U101289) та КПКВК 6541030 (0118U003433).

**ІНФОРМАЦІЯ ПРО УЧАСНИКІВ КОНФЕРЕНЦІЇ**

<b>ПІБ</b>	<b>Науковий ступінь Місце роботи</b>	<b>Контактні дані</b>
Аністратенко Ольга Юріївна	Кандидат геологічних наук Інститут геологічних наук НАН України	olga.anistrat@gmail.com
Бояріна Наталія Іванівна	Кандидат геолого-мінералогічних наук Інститут геологічних наук НАН України	nboyarina@ukr.net
Веклич Олена Дмитрівна	Інститут геологічних наук НАН України	veklych_od@i.ua
Веклич Юрій Максимович	Відокремлений підрозділ "Український геолого- розвідувальний інститут" державного підприємства "Українська Геологічна Компанія"	veklych_um@ukr.net
Вернигорова Юлія Валентинівна	Кандидат геологічних наук Інститут геологічних наук НАН України	july.vern@gmail.com
Гнилко Світлана Ритомирівна	Кандидат геологічних наук Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України	s.hnylko@yahoo.com
Дернов Віталій Сергійович	Інститут геологічних наук НАН України	vitalydernov@gmail.com
Дикань Наталія Іванівна	Доктор геологічних наук Інститут геологічних наук НАН України	natalidykan@gmail.com
Єфіменко Валентина Іванівна	Кандидат геологічних наук Інститут геологічних наук НАН України	valentyna.paleontolukr@gmail.com
Зернецький Борис Федорович	Доктор геолого-мінералогічних наук Інститут геологічних наук НАН України	boriszernetsky@gmail.com
Зосимович Володимир Юрійович	Доктор геолого-мінералогічних наук Інститут геологічних наук НАН України	zosimovichvyu@gmail.com
Іванченко Катерина Володимирівна	Кандидат геологічних наук Інститут геологічних наук НАН України	catherina.ivanchenko@gmail.com
Крохмаль Олексій Іванович	Кандидат геологічних наук Інститут геологічних наук НАН України	krohmal1959@ukr.net
Кулянда Марія Йосипівна	Інститут геології і геохімії горючих корисних копалин НАН України	mariakulyanda@icloud.com
Матлай Лідія Михайлівна	Інститут геологічних наук НАН України	lidijamatlaim@gmail.com

Наварівська Ксенія Олегівна	Львівський національний університет імені Івана Франка	navarivska@gmail.com
Немировська Тамара Іллівна	Доктор геологічних наук Інститут геологічних наук НАН України	tamaranemyrovaska@gmail.com
Ольштинська Олександра Петрівна	Доктор геологічних наук Інститут геологічних наук НАН України	ol-lesia@ukr.net
Очаковський Володимир Юрійович	Кандидат геологічних наук Інститут геологічних наук НАН України	ochak76@gmail.com
Полетаєв Владислав Інокентійович	Доктор геолого-мінералогічних наук Інститут геологічних наук НАН України	Vlad_Poletaev@ukr.net
Прилипко Сергій Кирилович	Кандидат геолого-мінералогічних наук Інститут геологічних наук НАН України	Serge.prylypko@gmail.com
Рябоконт Тамара Савівна	Кандидат геолого-мінералогічних наук Інститут геологічних наук НАН України	tamararyabokon@gmail.com
Сухов Олег Анатолійович	Кандидат геологічних наук Інститут геологічних наук НАН України	osukhow74@ukr.net
Тузяк Ярина Мирославівн	Кандидат геологічних наук Львівський національний університет імені Івана Франка	yarynatuzyak@gmail.com
Удовиченко Микола Іванович	Кандидат геолого-мінералогічних наук Луганський національний університет імені Тараса Шевченка, м. Старобільськ	triakis26@gmail.com
Шевченко Тетяна Володимирівна	Кандидат геологічних наук Інститут геологічних наук НАН України	shetv@ukr.net