

**Олег ГНИЛКО, Світлана ГНИЛКО,
Марія КУЛЯНДА, Романа МАРЧЕНКО**

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

ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦІЙНА ЕВОЛЮЦІЯ ПЕРЕДОВОЇ ЧАСТИНИ НАСУВНОЇ СПОРУДИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

На основі проведеного седиментологічного та мікропалеонтологічного аналізу вперше в Українських Карпатах комплексно відтворено глибини та тектоно-седиментаційні процеси в північно-східній частині Зовнішньокарпатського басейну (Скибовий та Бориславсько-Покутський покриви). Встановлено, що в крейді–еоцені тут домінувала глибоководна (приблизно Calcite Compensation Depth) турбідитна і близька до неї седиментація, що періодично чергувалася з (гемі)пелагічним осадженням (строкатокольорові і чорні глинисті сланці). Наприкінці пізнього еоцену відбулося обміління палеобасейну, унаслідок чого в умовах середньої–верхньої батіалі нагромадилися малопотужні, збагачені планктонними форамініферами карбонатні мули (горизонт «глобігерінових мергелів»). У міоцені накопичувалася мілководна моласа. Вірогідно, тектонічний зрив флішових відкладів зі свого субстрату та їхнє конседиментаційне насування в бік платформи зумовили значне обміління і підняття дна седиментаційного басейну, починаючи з пізнього еоцену. Ці процеси відображали ріст передових покривів Карпат на завершальному етапі формування орогену.

Ключові слова: Українські Карпати, Скибовий та Бориславсько-Покутський покриви, форамініфери, турбідити Карпат.

Вступ. Проблеми геологічної будови та історії розвитку карпатської споруди вивчали декілька поколінь геологів, проте дослідження тектоно-седиментаційної еволюції Українських Карпат з точки зору «терейнової концепції» з використанням нових даних, одержаних під час виконання робіт за програмою «Держгеолкарта–200», а також із комплексним застосуванням структурного та седиментологічного аналізів і мікропалеонтологічних методик визначення палеобатиметрії розпочаті вперше у відділі проблем геології Карпат Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України (О. М. Гнилко, 2012; О. М. Гнилко та ін., 2015; Кулянда, 2019; О. Hnylko & Hnylko, 2019; S. Hnylko & Hnylko, 2016).

Мета статті – розробка моделі еволюції передових елементів карпатської споруди як фронтальних частин акреційної призми, що зростала перед рухомими терейнами Алькапа та Тисія–Дакія. Така модель допоможе «вписати» геологічні побудови для українського сегменту орогену в загальну модель формування Карпат. Усебічний аналіз саме передової частини

Карпатського орогену, окрім теоретичного, має і практичне значення, адже саме до нього приурочено більшість родовищ вуглеводнів регіону.

Умови формування флішу Українських Карпат з використанням актуалістичних моделей, зокрема із застосуванням «турбідитної» концепції, почали розглядатися починаючи з 60-х років минулого століття в роботах Л. В. Лінецької, М. А. Беєра, М. А. Вуля, Я. О. Кульчицького, Ю. М. Сеньковського, А. С. Пилипчука та ін. Палеоекологію мікрофітопланктону північного схилу Карпат вивчали А. С. Андрєєва-Григорович й А. М. Романів, мікрофауни – О. В. Мятлюк, Н. І. Маслакова, М. М. Іванік, Л. Д. Пономарьова, Н. В. Маслун та ін. Проте, незважаючи на проведені дослідження, залишилися нез'ясованими умови накопичення більшості конкретних стратонів Українських Карпат.

Методи. Седиментологічний аналіз відкладів проведений згідно з методиками, описаними в роботах (Рединг и др., 1990; Einsele, 1992). Мікрофауністичний палеобатиметричний аналіз ґрунтується на вивченні таксономії, морфології і мінерального складу черепашок відповідно до відомих методик (Горбачик и др., 1996 і посилання там; Іванік & Маслун, 1977; Саїдова, 1964, 1965; Kaminski & Gradstein, 2005 with references therein; Petrova, 2004; Russo et al., 2007). Для аналізу мікрофауни використовували власні дані та літературні джерела (Вялов и др., 1981, 1987; 1988 і посилання там; Мятлюк, 1970).

Геологічна позиція. Українські Карпати є частиною Карпатської покривно-складчастої споруди, яка, як і інші орогени, характеризується попереочною зональністю та розділяється на Внутрішні (Центральні) і Зовнішні (Флішові). Головними елементами Внутрішніх Карпат є кристалічні масиви. Зовнішні (Флішові) Карпати складені зірваним зі своєї седиментаційної основи крейдово-міоценовим флішем (переважно турбідитами) і, частково, неогеновою моласою. Насувна структура Карпат почала формуватися в крейдовий період у найбільш внутрішніх ланках орогену і поступово мігрувала до його зовнішніх ділянок, де завершилася в міоцені. Перед фронтом Карпат розвинений Передкарпатський неогеновий прогин (басейн форланду), заповнений міоценовими моласами, нагромадженими на опущеній перед фронтом орогену крайовій частині платформи. Міоценові моласи Внутрішньої зони неогенового прогину інтенсивно деформовані, зірвані з основи та формують Самбірський покрив, а Зовнішньої (Більче-Волицької) зони – не деформовані або слабкодеформовані.

Кристалічні масиви Внутрішніх Карпат належать до терейнів Алькапа та Тися–Дакія, а Зовнішні (Флішові) Карпати розглядають як ранньокрейдково-неогенову акреційну призму, утворену при зближенні названих терейнів та Євразії і при субдукції підфлішової основи під ці терейни (О. М. Гнілко, 2012; Golonka et al., 2006, 2019; Kováč et al., 2016, 2017).

Ми розглядаємо зовнішні елементи Флішових Українських Карпат – Скибовий та Бориславсько-Покутський покриви, складені нижньокрейдково-міоценовим флішем і міоценовою моласою. Характерною особливістю Скибового покриву є розвиток у його межах паралельних видовжених лусок-скиб, які обмежені насувами лістричного типу, що виположуються на глибині і, вірогідно, поєднуються з єдиною поверхнею насунання покриву. Загальною

особливістю цих структур є те, що в їхній передовій частині виходять більш давні (часто крейдові), а у внутрішній – молодші (олігоценові і міоценові) породи. Бориславсько-Покутський покрив на денній поверхні виражений вузькою смугою дислокованих крейдово-міоценових порід, насунених на неогенові моласи Передкарпатського прогину і з півдня тектонічно перекритих Скибовим покривом. Внутрішня частина Бориславсько-Покутської одиниці формує т. зв. «глибинні складки-луски» – дуплекси, розташовані під Скибовим покривом, які виходять на поверхню в тектонічних піввікнах. Зовнішня частина цієї одиниці характеризується розвитком вузьких ізоклінальних, іноді куполоподібних субвертикальних чи нахилених до північного сходу антикліналей, розділених більш широкими синкліналями.

Стратиграфія та палеоекологічні асоціації форамініфер. Стратиграфію флішу північного схилу Українських Карпат почали вивчати ще в XIX столітті К. Пауль, Є. Тітце, Й. Гжибовський та ін. Після Другої світової війни детальну стратифікацію та обґрунтування віку флішу проводили О. С. Вялов, М. Р. Ладиженський, О. В. Мятлюк, Н. І. Маслакова, Я. О. Кульчицький, Б. Т. Голєв, О. В. Максимов, Г. І. Немков, К. Л. Хлопонін та ін., а після 1960-х років – А. С. Андрєєва-Григорович, І. В. Венгліньський, С. П. Гавура, А. Д. Грузман, Н. В. Дабагян, В. В. Даниш, М. М. Іванік, Н. В. Маслун, Л. Д. Пономарьова, Л. О. Портнягіна, Л. М. Рейфман, А. М. Романів, Я. В. Совчик, геологи і палеонтологи виробничих організацій. Проведені роботи дозволили описати стратотипові розрізи світ (Вялов и др., 1988) та розробити регіональні стратиграфічні схеми крейдових (Вялов и др., 1989; Гожи́к, 2013), палеогенових (Андрєєва-Григорович и др., 1984) та неогенових (Андрєєва-Григорович та ін., 2011) відкладів, за якими, а також за деякими новими даними, наведено стратиграфію в нашій публікації (рис. 1).

Ранньокрейдіві відклади є найдавнішими породами Скибового покриву, низи їхніх стратиграфічних розрізів тектонічно зрізані насувними поверхнями. Вони представлені баррем-альбською спаською світою (потужність ~ до 200 м) (Вялов и др., 1988) і складені переважно геміпелагічними утвореннями (темні до чорних аргіліти, прошарки силіцитів) із пропластками дрібнозернистих турбідитів (алевроліти, «склисті» кварцитоподібні пісковики) та лінзами (потужністю 20–30 м) грейнітів (масивні «тершівські пісковики»).

Серед мікрофауни домінують глибоководні аглютиновані бентосні форамініфери (*англ.* deep-water agglutinated foraminifera – DWAF) кременистого або вапнисто-кременистого складу зі щільною цементацією стінки черепашки. Форамініфери з вапнистим складом черепашки поширені в низах світи і становлять до 30 % палеоценозу (див. рис. 1). Л. Д. Пономарьова на підґрунті вивчення таксономічного складу і морфології форамініфер виокремила в спаській світі дві асоціації-індикатори глибин басейну (Ступка та ін., 2010):

1. Асоціація «*Marssonella*» виявлена в найнижчій частині (баррем) спаської світи. Вона вказує на батіаль вище рівня кальцитової компенсації (*англ.* Calcite Compensation Depth – CCD).

2. Асоціація «*Recurvoides*» встановлена у верхньоспаській підсвіті, представлена глибоководними аглютинованими форамініферами (DWAF) кременистого складу із грубозернистою стінкою черепашки. Вона свідчить про

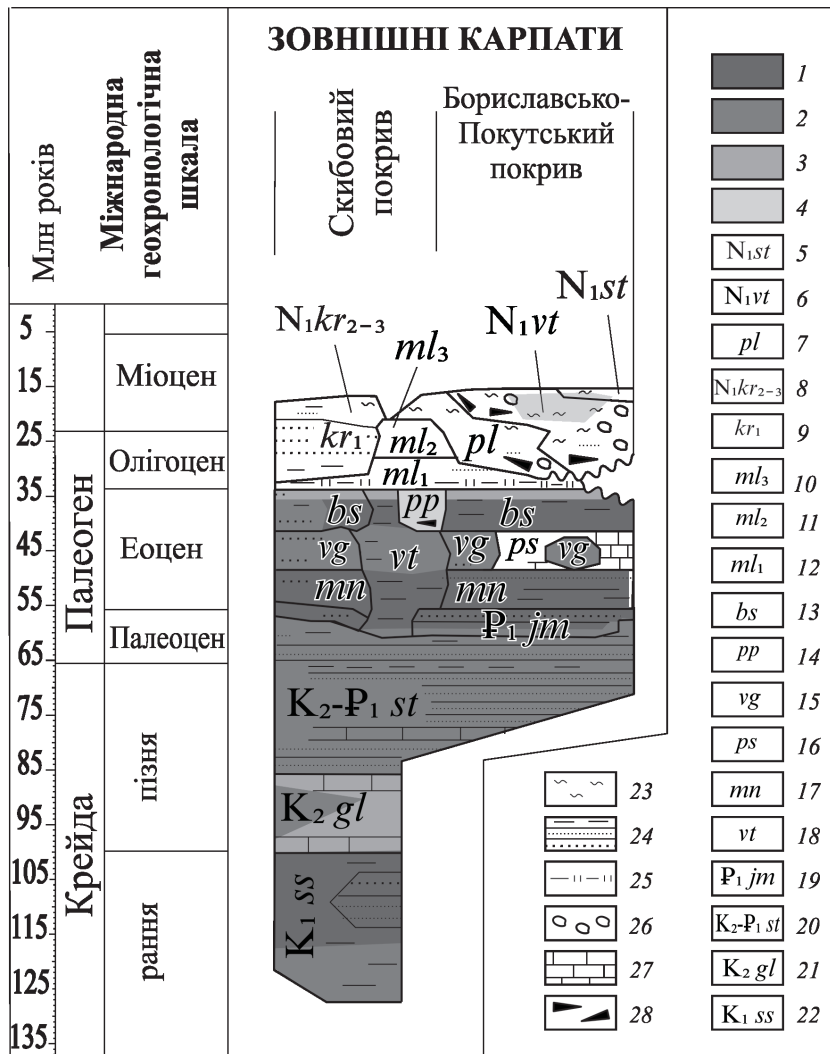


Рис. 1. Поширення асоціацій форамініфер – показників глибин осадонагромадження – у відкладах передової частини насувної споруди Українських Карпат:

1–4 – форамініферові асоціації: 1 – майже повністю складені кременистим бентосом, 2 – кременистий бентос домінує; 3 – переважає планктон; 4 – домінують вапнисті, переважно бентосні форми; 5–22 – світи, підсвіти: 5 – стебницька, 6 – воротищенська, 7 – поляницька, 8 – середньо- і верхньокросненська, 9 – нижньокросненська, 10 – верхньоменілітова, 11 – середньоменілітова (лоп’янецька), 12 – нижньоменілітова, 13 – бистрицька, 14 – польська, 15 – вигодська, 16 – пасічнянська, 17 – манявська, 18 – витвицька, 19 – ямненська, 20 – стрийська, 21 – головнинська, 22 – спаська; 23 – слабколітіфіковані глини; 24 – перешарування пісковиків, алевролітів, аргілітів; 25 – шаруваті кремені; 26 – конгломерати; 27 – вапняки; 28 – відклади мулисто-уламкових потоків, олістостроми

умови осадонагромадження нижче CCD (2,5–3,5 км), а структура стінки – про умови турбідитової седиментації.

Пізня крейда–ранній палеоцен. Головнинська світа – це світло-сірі тонкопаралельношаруваті мергелі геміпелагічного походження з прошар-

ками алевролітів, відкладених, вірогідно, слабкими турбідитними потоками (потужністю до 100–150 м). Вона згідно перекриває спаську та нарощується стрийською світою. Її вік – сеноман–турон (Вялов и др., 1988). У відкладах світи поширені планктонні форамініфери (див. рис. 1), присутні аглютиновані бентосні вапнисто-кременистого складу. Планктонні форамініфери належать до родів *Globigerinida* і *Heterohelicida*, бентосні – до рядів *Astrorhizida*, *Ammodiscida*, *Ataxophragmiida*, *Rotaliida* та вказують на батіальні глибини як вище CCD, так і вище від форамініферової лізокліни (рівня розчинення планктонних форамініфер, приблизно 1 км над CCD).

У деяких розрізах головнинські мергелі частково фаціально заміщуються червоними і зеленими аргілітами з кременистими аглютинованими форамініферами, іноді силіцитами (ілемкінська світа (Вялов и др., 1981)).

Стрийська світа (турон–палеоцен (Вялов и др., 1988)) складена «класичними» різношаруватими турбідитами з перевагою текстур Боума типу T_{abcde} , T_{bcde} , T_{abc} , що перешаровуються з глинистими та мергелистими геміпелагітами. Підрозділена на три підсвіти, загальною потужністю ~1000 м. Серед мікрофауни домінують аглютиновані форамініфери (DWAF) кременистого чи вапнисто-кременистого складу, які належать до рядів *Astrorhizida*, *Ammodiscida*, *Ataxophragmiida*. Присутні планктонні форамініфери, які належать до рядів *Rugoglobigerina* та *Globotruncana* і вапнисті бентосні форамініфери (ряди *Rotaliida* та *Buliminida*). У верхньострийській підсвіті (ранній палеоцен) домінують аглютиновані форамініфери (DWAF) кременистого складу, які належать до родів *Hyperammina*, *Saccamina*, *Ammodiscus*, *Hormosina*, *Reophax*, *Rzehakina*, *Trochamminoides*, *Paratrochamminoides*, *Haplophragmoides*, *Karrerulina*. Вапнисті бентосні форми належать до родів *Cibicides*, *Alabamina*, *Gyroidinoides*, *Anomalinoides*; планктонних форамініфер мало, і вони переважно дрібнорослі. У мергелистих прошарках (розріз по р. Дністер) вміст вапнистих черепашок досягає 50 % асоціації. Склад асоціацій вказує на диференційовані глибини басейну в межах батіалі.

Середній палеоцен–еоцен. Ямненська світа згідно залягає на стрийській і перекривається манявською. Потужність світи коливається від перших метрів до 300–350 м. У північно-східній частині Карпат, у долішній частині ямненської світи розвинений яремчанський строкатий горизонт (потужністю до 10–40 м). Вік світи – середній–пізній палеоцен (Вялов и др., 1988; Andreyeva-Grigorovich, 1999). Яремчанський горизонт представлений червоними і зеленими глинистими геміпелагітами з прошарками дрібнозернистих турбідитів. Він перекритий товщею ямненських пісковиків – продуктів високогустинних турбідитних, зернових та дебрисних потоків. Червоні і зелені аргіліти яремчанського горизонту (у басейнах річок Прут і Опір) містять численні аглютиновані форамініфери (DWAF) кременистого складу, які належать до родів *Rhabdammina*, *Hyperammina*, *Dendrophrya*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Hormosina*, *Reophax*, *Haplophragmoides*, *Recurvoides*, *Trochamminoides*, *Paratrochamminoides*, *Spiroplectammina*, *Karrieriella* і становлять до 100 % черепашок в асоціаціях мікрофауни. У піщаній частині світи також поширені аглютиновані форамініфери подібного родового складу. Форамініферові асоціації вказують на седиментацію на глибинах нижньої батіалі–абісалі поблизу або нижче CCD.

Витвицька світа (палеоцен–еоцен) – це різноритмічний, головню тонкоритмічний, зелений, іноді різнобарвний фліш із характерними, часто двосторонніми «ієрогліфами» (біогліфи, сліди течій та ін.), що в найповніших своїх розрізах (басейн р. Дністер) згідно залягає на стрийській світі, фаціально заміщуючи інші описані нижче світи палеоцену–еоцену. У стратотиповому розрізі світи (р. Тисмениця) домінують глибоководні аглютиновані бентосні форамініфери кременистого складу (DWAF).

Манявська світа згідно залягає на ямненській і перекрита вигодською або пасічнянською світою. Її потужність збільшується до південного заходу від перших десятків до 250–350 м. Вік світи – ранній еоцен, місцями її нижня межа зіставлена з палеоценом (С. Гнилко, 2017; Мятлюк, 1970). Манявська світа представлена тонкоритмічним, місцями строкатим флішем, що інтерпретується як продукт дрібно-середньозернистих турбідитних потоків і придонних течій (пісковики, алевроліти, аргіліти), що чергуються з геміпелагітами (червоні і зелені аргіліти, рідше кремені). Для світи характерне поширення аглютинованих форамініфер кременистого складу (DWAF), які належать до родів *Dendrophrya*, *Hyperammina*, *Glomospira*, *Ammodiscus*, *Recurvoides* та *Karrieriella*. У верхах світи поширені радіолярії і спікули губок. Ця біота вказує на морські умови з глибинами нижньої батіалі–абісали поблизу або нижче рівня карбонатної компенсації.

Вигодська світа (потужністю до 300 м) згідно залягає на манявській та перекривається бистрицькою. Вона місцями фаціально заміщується пасічнянською світою (потужністю 50–80 м). Вік вигодської і пасічнянської світ відповідає пізньому іпру–лютету (С. Гнилко, 2017; Andreyeva-Grigorovich, 1999). Вигодська світа представлена масивними і товстошаруватими сірими різнозернистими пісковиками, які характеризуються масивними чи пудинговими текстурами, місцями елементами Боума T_{ab} , T_{abc} , що свідчить про відкладення дебрисними, зерновими і високогустинними турбідитними потоками. Пасічнянська світа складена перешаруванням кремевих вапняків та дрібнозернистих вапнистих поліміктових пісковиків.

У пасічнянській світі трапляються вапнисті бентосні форамініфери родів *Cibicidoides*, *Rotalia*, *Astrononin*, *Grammostomum*. Ця фауна є мілководною і вказує на субліторальні глибини (Иваник & Маслун, 1977; Мятлюк, 1970). У вигодській світі переважають аглютиновані форамініфери родів *Dendrophrya*, *Hyperammina*, *Recurvoides*, *Cyclammina*, присутні планктонні види родів *Acarinina*, *Subbotina* і вапнисті бентосні, переважно роду *Cibicidoides*. Така асоціація вказує на батіальні глибини нагромадження осадів вигодської світи і перетранспортування мілководного бентосу із субліторалі.

Бистрицька світа згідно залягає на вигодській або пасічнянській та перекривається менілітовою. Її вік – пізній лютет–приабон (С. Гнилко, 2017; Andreyeva-Grigorovich, 1999), потужність – 100–300 м. Складена тонкоритмічним перешаруванням зелених (місцями червоних) і зеленувато-сірих невапнистих аргілітів, алевролітів і дрібнозернистих пісковиків – літифікованих продуктів геміпелагічної, турбідитної седиментації та відкладів придонних течій. У покрівлі світи розвинений регіонально поширений у Карпатах *шешорський горизонт* (Вялов и др., 1988) (потужністю до 10–20 м) сірих мергелів (гемі)пелагічного походження з великим вмістом планктонних форамініфер (див. рис. 1).

Попельська світа (потужністю до 200 м) місцями фаціально заміщує якусь частину бистрицької і складена неясношаруватими або нешаруватими мергелями, яким притаманні пудингові текстури з розсіяними включеннями уламків різного розміру (від перших сантиметрів до 1,5 м) пісковиків, вапняків, зелених філітів, що свідчить про відкладення мулисто-уламковими потоками (англ. debris-flow deposits).

Для бистрицької світи характерні численні аглютиновані бентосні форамініфери кременистого складу (DWAF), які належать до родів *Rhabdammina*, *Hyperammia*, *Ammodiscus*, *Halophragmoides*, *Recurvoides*, *Cyclammia*, *Reticulophragmium*, *Spiroplectammia*, *Karrerella*. У горизонті строкатих аргілітів низів світи знайдені планктонні форамініфери з родів *Acarinina*, *Subbotina*, *Turborotalia*. Мергелі шешорського горизонту містять переважно планктонні форамініфери з родів *Globigerina*, *Catapsidrax*, *Subbotina*, *Dentoglobigerina* і вапнисті бентосні черепашки. Мергелі попелівської світи характеризуються поширенням дрібнорослих, тонкостінних вапнистих бентосних форамініфер з родів *Nodosaria*, *Lagena*, *Bolivina*, *Bulimina*, *Cibicidoides*, *Asterigerina*, *Heterolepa*. Асоціації форамініфер бистрицької світи вказують на нижньобатіальні глибини, попелівської світи – на субліторальні, шешорського горизонту – на умови середньої–верхньої батіалі.

Олігоцен–нижній міоцен. Олігоцен (у сукупності з нижнім міоценом) у Зовнішніх Карпатах формує два головні типи розрізу – менілітовий, у якому серед глинистих порід домінують чорні, збагачені органікою різновиди (т. зв. «менілітові сланці»), та кросненський, де переважають сірі породи. Ці типи розрізу фаціально взаємозаміщуються – сірий кросненський фліш поступово заміщує темнобарвисті відклади верхньої частини менілітової світи в південно-західному напрямку.

Менілітова світа (потужністю до ~1500 м) згідно залягає на бистрицькій та її аналогах і перекривається верецькою (кросненський тип розрізу) чи поляницькою (менілітовий тип розрізу) світою. У внутрішніх лусках Бориславсько-Покутського та в зовнішніх – Скибового покриву світа підрозділена на три підсвіти: нижня і верхня з вираженим домінуванням чорних збагачених органікою «менілітових» сланців; середня – зі значним вмістом сірих глинистих утворень. У низах світи розвинений горизонт-маркер темних до чорних кременів з прошарками скременілих аргілітів, місцями світло-сірих кременистих мергелів і вапняків. Основна частина світи – чорні і темно-коричневі невапнисті листуваті аргіліти, які мають жовтуватий наліт ярозиту, що перешаровуються з пісковиками, місцями сірими аргілітами. Іноді пісковики формують товстошаруваті пачки (10–150 м), відомі під назвою «клівських» (Вялов и др., 1988).

Верецька світа (потужністю до ~1000 м) відома також як «перехідна товща» від темнобарвної менілітової до сіробарвної кросненської світи. Характеризується наявністю чорних невапнистих аргілітів (менілітового вигляду) і сірих вапнистих пелітів (кросненського вигляду), а також прошарків поліміктових сірих пісковиків та алевролітів. Верецька світа належить до рюпельського ярусу (без його найнижчої частини) та нижньої частини хатського ярусу (Андреева-Григорович и др., 1984; Вялов и др., 1988).

Кросненська світа (потужністю до ~2000–2500 м) в Українських Карпатах поступово змінює верецьку і завершує стратиграфічний розріз значної

частини Зовнішніх Карпат. Підрозділена на нижню (переважно пісковики), середню (середньоритмічний сірий фліш) та верхню (суттєво глинисту) підсвіти. Відповідає верхам нижнього–верхньому олігоцену, а верхи світи – нижньому міоцену (Андрєєва-Григорович та ін., 2011).

Відклади менілітової і кросненської світи містять планктонні та бентосні форамініфери (Вялов и др., 1988; Мятлюк, 1970), проте вони часто збіднені залишками біоти, а чорні бітумінозні «менілітові сланці» майже не містять мікрофауни. Поширення і розподіл у цих відкладах форамініферових асоціацій як показників умов палеосередовища потребують подальших досліджень.

Поляницька світа (ранній міоцен, потужність до 1000 м) переважно згідно, іноді з локальним розмивом, залягає на менілітовій світі і перекривається воротищенською. Розвинена в Бориславсько-Покутському покриві. Виражена флішоподібним (проте без турбідитних текстур Боума) чергуванням аргілітоподібних глин, алевролітів, пісковиків, рідше конгломератів.

Воротищенська світа (ранній міоцен, потужність до 1200 м) розвинена в Бориславсько-Покутському покриві, де залягає і фаціально заміщує поляницьку світу та перекривається стебницькою. Представлена слабколітифікованими, часто загіпсованими і засолоненими сірими глинами з лінзами флішоподібних утворень (добротівські верстви), конгломератів (слобідських, трускавецьких та ін.) й олістостром. Конгломерати поширені переважно в нижній частині світи в зовнішніх елементах Бориславсько-Покутського покриву і складені з уламків карпатського флішу та «екзотичних» порід – валунів та гальок зелених, сірих, червоних філітів, кварцитоподібних пісковиків, світлих вапняків та доломітів, молочно-білого кварцу, інших порід. Місцями конгломерати заміщуються олістостромовими утвореннями (Андрєєва-Григорович та ін., 2011).

У досліджених розрізах (р. Тисмениця) серед мікрофауни переважають вапнисті бентосні форамініфери, які належать до родин *Cibicididae*, *Nonionidae*, *Buliminidae*, *Uvigerinidae*, *Bolivinitidae*. Черепашки дрібні за розміром, тонкостінні. Планктонні форамініфери становлять понад 40 % асоціації. Домінують родини *Globigerinidae*, *Globorotaliidae*. Вони дрібного і середнього розміру, із кулястою формою камер. Аглютинований бентос становить 8 % бентосної асоціації. Такий її склад вказує на глибини середнього шельфу.

У воротищенській світі поблизу м. Добромиль присутність вапнистих бентосних форамініфер родів *Siphonina*, *Asterigerina*, *Ammonia* свідчить про умови внутрішнього–середнього шельфу (Кулянда, 2019).

Стебницька світа (ранній міоцен, потужність до 400–1000 м) розвинена локально в межах Бориславсько-Покутського покриву, де завершує його стратиграфічний розріз, та в Самбірському покриві. Вона згідно лежить на воротищенській світі і складена строкатими (червоними, сірими, чорними) глинисто-піскуватими відкладами.

У форамініферових асоціаціях стебницької світи (поблизу м. Добромиль) переважають представники бентосних форамініфер з вапняковим типом скелету, представлені родинами *Alabaminidae*, *Cibicididae*, *Nonionidae*, *Elhididae*, *Rotaliidae*, *Buliminidae*, *Bolivinitidae*. За кількістю видів переважає родина *Cibicididae*. Серед планктонних форм (понад 40 %) виявлені форамініфери родин *Globigerinidae*, *Globorotaliidae*, *Hantkeninidae*. Черепашки планктонних

і бентосних форамініфер є дрібними та тонкостінними. З аглютинованого бентосу тут трапляються представники роду *Glomospira*, які становлять 10 % бентосної асоціації. Такий склад форамініфер стебницької світи характеризує глибини середнього шельфу (Кулянда, 2019).

Тектоно-седиментаційна еволюція. Зародження Зовнішньокарпатського басейну пов'язується з відривом у юрський період від Євразії серії мікроконтинентів (Північна Алькапа, Тисія, Дакія). Між цими мікроконтинентами та Євразією сформувався глибоководний пролив Тетису із (суб)океанічною корою, який пізніше трансформувалася у флішовий басейн (О. Гнилко, 2016; Schmid et al., 2008). Рифтинг і спрединг задокументований юрськими базальтоїдами та ультрабазитами Передмармароської сутури (О. Гнилко, 2016; О. Hnylko et al., 2015).

У ранній крейді, унаслідок наближення мікроконтинентів до північної окраїни Тетису в крупній петлеподібній затоці Євразійського континенту індивідуалізувався Карпатський залишковий флішовий басейн (майбутні Зовнішні Карпати). Залишковий басейн з північного сходу облямовувався пасивною окраїною Євразії, а з південного заходу – «активними» окраїнами мікроконтинентів Алькапа та Тисія–Дакія, які зближувалися між собою та з Євразією, поступово закриваючи залишковий басейн (О. Гнилко, 2016; Golonka et al., 2006, 2019; Kováč et al., 2016, 2017; Schmid et al., 2008).

Крейдово-палеогенові відклади Скибової та Бориславсько-Покутської одиниць накопичувалися на північно-східній окраїні Зовнішньокарпатського залишкового басейну, вірогідно, у зоні пасивної окраїни Євразії. У *барремі* тут нагромаджувалися темні, збагачені органікою мули в батіальних умовах вище CCD (нижньоспаська підсвіта з форамініферовою асоціацією “*Marssonella*”).

В *анті-альбі* окремі частини пасивної окраїни зазнали значних опускань, що фіксується нагромадженням мулистих геміпелагітів і турбідитів верхньоспаської підсвіти на глибинах нижче CCD (2,5–3,5 км) (верхня частина спаської світи з асоціацією “*Recurvoides*”). У ранній крейді придонні води значної частини Зовнішньокарпатського басейну були збіднені киснем, про що свідчить нагромадження чорних, збагачених органікою мулів (спаська, шипотська світи). На рубежі ранньої–пізньої крейди циркуляція придонних, збагачених киснем течій значно покращилася (припинення осадження чорних мулів), що, вірогідно, пов'язано із загальним підйомом рівня океану.

У *сеномані–туроні* в зоні континентального схилу пасивної окраїни Євразії нагромаджувалися мергелісті геміпелагічні відклади (головнинська світа в північно-східній ділянці Карпат). У *сеноні–палеоцені* в області континентального схилу та його підніжжя домінує турбідитна седиментація (стрийська світа).

У *палеоцені–еоцені* продовжує домінувати турбідитна седиментація – у Бориславсько-Покутському та Скибовому суббасейнах накопичувалися різнозернисті турбідити, грейнїти (відклади зернових потоків), дебрити (продукти мулисто-уламкових потоків), некарбонатні зелені і червоні геміпелагічні та пелагічні глинисті утворення. Глибина, за даними вивчення форамініферових асоціацій (див. вище), відповідала нижній частині континентального схилу–підніжжя і була нижчою рівня CCD. В еоцені, вірогідно в області

континентального схилу, накопичувалися карбонатні осади з явними слідами їхнього гравітаційного сповзання з мілководних ділянок (пасічнянська і попелівська світи).

Крейдово-палеогеоносовий фліш північного схилу Карпат зіставляється з відкладами глибоководних конусів виносу теригенного матеріалу, які формуються в зоні континентального схилу та його підніжжя (О. Гнилко, 2016; О. М. Гнилко & Слотюк, 1993; Сеньковський та ін., 2004).

Наприкінці еоцену відбулася важлива подія – загальне обміління Карпатського флішового басейну від абісально-батіальних (крейда–еоцен) до середньо-верхньобатіально-субліторальних (кінець еоцену–міоцен) глибин, унаслідок чого в умовах середньої–верхньої батіалі почали накопичуватися малопотужні, збагачені планктонними форамініферами карбонатні мули шешорського горизонту. В *олігоцені–на початку міоцену* в Скибовому та Бориславсько-Покутському суббасейнах нагромаджувалися менілітово-кросненські і поляницькі утворення. Значне підняття дна седиментаційного басейну наприкінці еоцену могло бути спричинене конседиментаційними тектонічними рухами. Про такі рухи опосередковано свідчить широкий розвиток в *олігоценових менілітово-кросненських відкладах* підводно-осувних утворень, відкладів грязекам'яних потоків (дебритів, олістостром), а також зон пластичних деформацій, які відбувалися в слабколітифікованих осадах. Вірогідно, саме в цей час потужна флішова товща Карпатського басейну була зірвана зі свого субстрату і у вигляді Скибово-Бориславсько-Покутського мегапокриву почала насуватися в бік платформи (рис. 2). Вертикальна складова насувних рухів фіксувалася обмілінням басейну, ростом у ньому конседиментаційних піднять, з яких сповзали блоки слабколітифікованих осадів, формуючи олістостроми. На фізичну можливість виникнення таких насувів, завдовжки 50–100 км, вказують математичні розрахунки, виконані за умови існування аномально високих тисків порових вод, які перевищують гідростатичні (Уемурь & Мицутани, 1990). У деяких регіонах (Північний Урал, гори Юра перед Альпами, Соляний кряж перед Гімалаями та ін.) описані крупні (десятки і більше км) зриви та горизонтальні переміщення покриву осадового чохла по високопластичному горизонту, які супроводжувалися ростом антиклінально-насувних піднять у передовій частині такого покриву (Лобковский и др., 2004). Мабуть, подібні зриви відбувалися і в підшві водонасиченої потужної осадової (майбутньої флішової) товщі, де існували (характерні для акреційних призм) аномально високі тиски порових вод.

У *міоцені* в найбільш припіднятих зовнішніх північно-східних ділянках Бориславсько-Покутського суббасейну почала нагромаджуватися мілководна моласа (осади поляницької, воротиченської та стебницької світ). Моласова седиментація супроводжувалася складчасто-насувними процесами – ростом антиклінально-насувних «валів» (thrust fault-propagation growth folds), зі склепінних частин яких сповзали в синклінальні «троги» олістоліти та олістоплаки тектонізованих флішових порід, формуючи олістострому поляницької та воротиченської світ (див. рис. 2). На південний захід від новоутвореного моласового басейну продовжували нагромаджуватися осади менілітової світи (внутрішні елементи Бориславсько-Покутської одиниці), а ще далі до південного заходу – кросненської світи (Скибова одиниця). Припинення

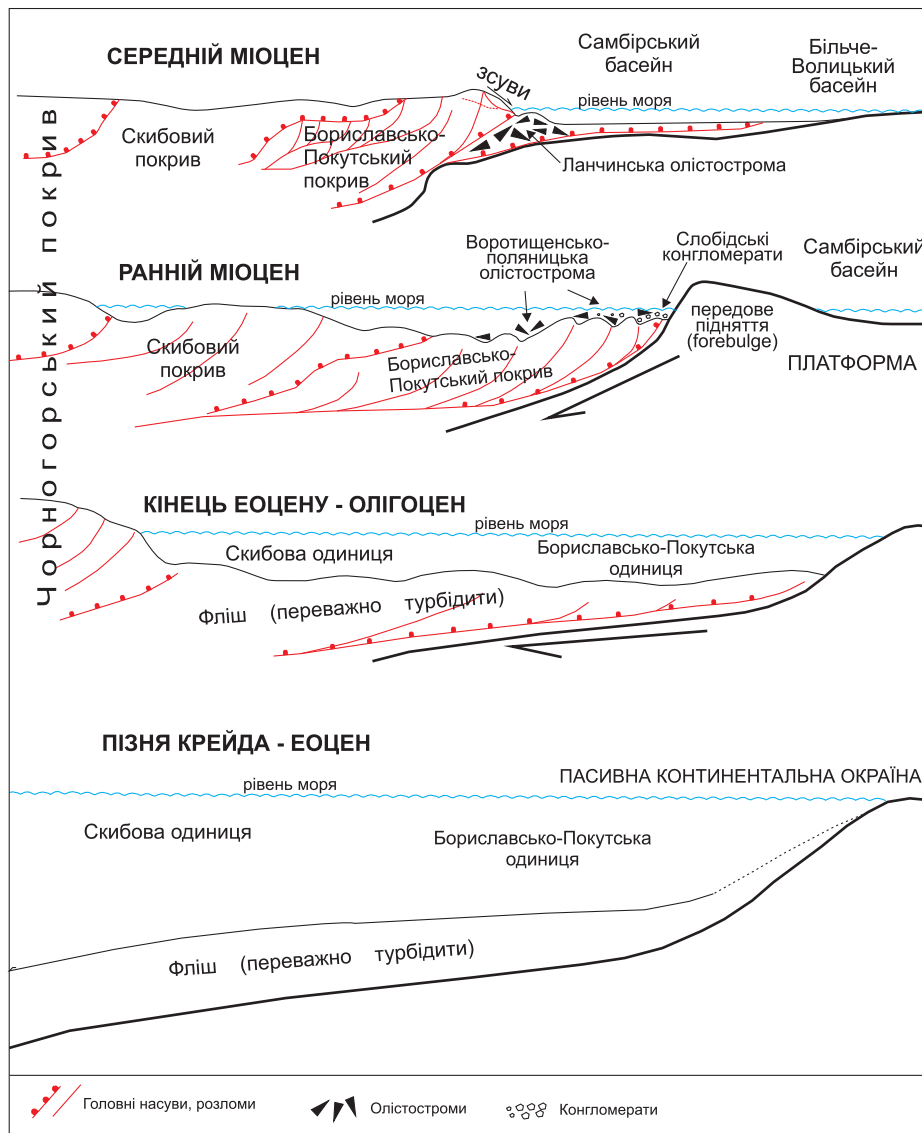


Рис. 2. Схема еволюції Скибової та Бориславсько-Покутської одиниць (О. Нгулко, 2014, зі змінами і доповненнями)

седиментації фіксує підняття та приєднання цих одиниць до Карпатської насувної споруди. Моласовий басейн мігрував до північного сходу, де перед фронтом Карпат на платформній основі утворився передовий прогин, внутрішня частина якого (Самбірська одиниця) також пізніше була зірвана зі своєї основи та приєднана до цієї споруди.

Отже, завершення формування орогену супроводжувалося поступовим конседиментаційним приєднанням до фронту акреційної призми Карпат відкладів зовнішніх елементів залишкового флішово-моласового басейну (Скибовий та Бориславсько-Покутський покриви) і пізніше – моласового басейну передового прогину (Самбірський покрив) (див. рис. 2). Передкарпатський

прогин мігрував у бік платформи, де стали накопичуватися косівсько-дашавські моласи Зовнішньої (Більче-Волицької) зони.

Висновки. За седиментологічними та мікропалеонтологічними даними, уперше відповідно до сучасних методик комплексно відтворено глибини та тектоно-седиментаційні процеси в північно-східній частині Зовнішньокарпатського басейну. У крейді–еоцені тут домінувала глибоководна (близько CCD) турбідитна седиментація в зоні континентального схилу – підніжжя окраїни Тетису, де утворилися конуси виносу (фени) теригенного матеріалу. Форамініфери цього віку за таксономічним складом і морфологічними особливостями подібні до одновікової мікрофауни Карпатсько-Альпійської та Атлантичної областей і вказують на глибини батіалі–абісалі. Наприкінці пізнього еоцену відбулося загальне обміління палеобасейну (шешорський горизонт «глобігерінових мергелів»). У міоцені домінувала мілководна моласова седиментація. Значне обміління седиментаційного басейну могло бути спричинене тектонічним зривом флішу зі свого субстрату, його конседиментаційним підняттям і насуванням у бік платформи. Завершення формування Карпатської насувної споруди супроводжувалося приєднанням до неї зовнішніх передових структур – Скибового та Бориславсько-Покутського покривів, заповнених відкладами Зовнішньокарпатського флішового басейну, і дещо пізніше – Самбірського покриву, складеного моласами передового міоценового прогину.

Перспективи подальших досліджень пов'язуються із комплексним вивченням палеоекологічних асоціацій біоти та седиментологічним аналізом олігоценів менілітово-кросненських відкладів, що дозволить деталізувати та доповнити наші знання про завершальні етапи формування орогену Карпат. Ці дослідження є особливо актуальними, оскільки «чорносланцеві» олігоценів утворення менілітової світи є головною нафтогенерувальною товщею Карпатського регіону і реставрація умов їхнього нагромадження є необхідним елементом моделювання нафтогазоносних систем.

Андреева-Григорович, А. С., Вялов, О. С., Гавура, С. П., Грузман, А. Д., Дабагян, Н. В., Даныш, В. В., Иваник, М. М., Кульчицкий, Я. О., Лозыняк, П. Ю., Маслун, Н. В., Петрашкевич, М. Й., Пономарева, Л. Д., Портнягина, Л. А., Смирнов, С. Е., & Совчик, Я. В. (1984). *Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Украинских Карпат* [Препринт № 84-19]. Киев: Институт геологических наук АН УССР.

Андреева-Григорович, А. С., Вашенко, В. О., Гнилко, О. М., & Трофимович, Н. А. (2011). Стратиграфія неогенових відкладів Українських Карпат та Передкарпаття. *Тектоніка і стратиграфія*, 38, 67–77.

Вялов, О. С., Андреева-Григорович, А. С., Гавура, С. П., Дабагян, Н. В., Даныш, В. В., Кульчицкий, Я. О., Лешух, Р. Й., Лозыняк, П. Ю., Петрашкевич, М. Й., Пономарева, Л. Д., Романив, А. М., & Царненко, П. Н. (1989). *Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме меловых отложений Украинских Карпат* [Препринт № 89-5]. Львов: Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР.

Вялов, О. С., Гавура, С. П., Даныш, В. В., Лемишко, О. Д., Лешух, Р. Й., Пономарева, Л. Д., Романив, А. М., Смирнов, С. Е., Смолинская, Н. И., & Царненко, П. Н. (1988). *Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат*. Киев: Наукова думка.

- Вялов, О. С., Гавура, С. П., Даныш, В. В., Лещух, Р. Й., Пономарева, Л. Д., Романів, А. М., Царненко, П. Н., & Циж, И. Т. (1981). *История геологического развития Украинских Карпат*. Киев: Наукова думка.
- Вялов, О. С., Гавура, С. П., Даныш, В. В., & Смирнов, С. Е. (1987). Опорные пограничные разрезы эоцена и олигоцена северного склона Украинских Карпат. *Палеонтологический сборник*, 24, 20–27.
- Гнилко, О. М. (2012). Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреційна призма. *Геодинаміка*, 1(12), 67–78.
- Гнилко, О. (2016). *Геологічна будова та еволюція Українських Карпат* [Автореф. дис. д-ра геол. наук]. Львівський національний університет ім. Івана Франка. Львів.
- Гнилко, О. М., Гнилко, С. Р., & Генералова, Л. В. (2015). Тектоно-седиментаційна еволюція південно-західної частини Українських Флішевих Карпат. *Науковий вісник Національного гірничого університету*, 2, 5–13.
- Гнилко, О. М., & Слотюк, Б. М. (1993). До геологічної палеоокеанографії північно-західної частини Українських Карпат (басейн верхньої течії р. Дністер). Рання крейда–еоцен. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2–3(84–85), 80–86.
- Гнилко, С. (2017). *Форамініфери і стратиграфія палеоцен-еоценових відкладів Українських Карпат* [Автореф. дис. канд. геол. наук]. Інститут геологічних наук НАН України. Київ.
- Гожик, П. Ф. (Ред.). (2013). *Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України: Т. 1. Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України*. Київ: ІГН НАН України; Логос.
- Горбачик, Т. Н., Долицкая, И. В., & Копаевич, Л. Ф. (1996). *Микропалеонтология*. Москва: Издательство МГУ.
- Иваник, М. М., & Маслун, Н. В. (1977). *Кремнистые микроорганизмы и их использование для расчленения палеогеновых отложений Предкарпатья*. Киев: Наукова думка.
- Кулянда, М. Й. (2019). Стратиграфія та умови седиментації міоценових відкладів північно-західної частини Українського Прикарпаття на основі вивчення форамініфер. *Геологічний журнал*, 2(367), 63–71.
- Лобковский, Л. И., Никишин, А. М., & Хаин, В. Е. (2004). *Современные проблемы геотектоники и геодинамики*. Москва: Научный мир.
- Мятлюк, Е. В. (1970). *Фораминиферы флишевых отложений Восточных Карпат (мел–палеоген)*. Ленинград: Недра.
- Рединг, Х. Г., Коллинсон, Дж. Д., Аллен, Ф. А., Эллиотт, Т., Шрейбер, Б. Ш., Джонсон, Г. Д., Болдуин, К. Т., Селлвуд, Б. У., Дженкинс, Х. К., Стоу, Д. А. В., Эдуардз, М., & Митчелл, А. Х. Г. (1990). *Обстановки осадконакопления и фацис* (Х. Рединг, Ред.; Б. В. Баранов, И. С. Барсков, Л. Н. Индолев, М. А. Левитан & И. О. Мурдмаа, Пер.; Т. 2). Москва: Мир.
- Саидова, Х. М. (1964). Распределение донных фораминифер и стратиграфия осадков в северо-восточной части Тихого океана. *Труды Института океанологии АН СССР*, 68, 84–119.
- Саидова, Х. М. (1965). Распределение донных фораминифер в Тихом океане. *Океанология*, 5(1), 99–108.
- Сеньковський, Ю., Григорчук, К., Гнідець, В., & Колтун, Ю. (2004). *Геологічна палеоокеанографія океану Тетис*. Київ: Наукова думка.
- Ступка, О. С., Ляшкевич, З. М., Гнилко, О. М., Пономарьова, Л. Д., Ступка, О. О., Братусь, Л. П., Лемішко, О. Д., Гнилко, С. Р., Кулянда, М. Й., Марченко, Р. П., Гайдук, Т. В., & Фіцьяк, І. С. (2010). *Тектонічне районування Українських Карпат у світлі сучасних геологічних концепцій* (Звіт про НДР № ДР 0106U002035). Львів: Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України.
- Умуры, Т., & Мицутани, Ш. (Ред.). (1990). *Геологические структуры* (Е. Н. Толстой, Пер.). Москва: Недра.

- Andreyeva-Grigorovich, A. S. (1999). Biostratigraphic correlations of the paleogene deposits of the Ukrainian Carpathians and Crimea-Bakhchisarai area using nannoplankton and dinocysts. *Geologica Carpathica*, 50, 10–12.
- Einsele, G. (1992). *Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget*. Berlin: Springer-Verlag.
- Golonka, J., Gahagan, L., Krobicki, M., Marko, F., Oszczytko, N., & Ślaczka, A. (2006). Plate tectonic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region. *AAPG Memoir*, 84, 11–46. <https://doi.org/10.1306/985606m843066>
- Golonka, J., Waškowska, A., & Ślaczka, A. (2019). The Western Outer Carpathians: Origin and evolution. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 170(3–4), 229–254.
- Hnylko, O. (2014). Olistostromes in the Miocene salt-bearing folded deposits at the front of the Ukrainian Carpathian orogen. *Geological Quarterly*, 58(3), 381–392. <https://doi.org/10.7306/gq.1132>
- Hnylko, O., & Hnylko, S. (2019). Geological environments forming the Eocene black-shale formation of the Silesian Nappe (Ukrainian Carpathians). *Geodynamics*, 26(1), 60–75. <https://doi.org/10.23939/jgd2019.01.060>
- Hnylko, O., Krobicki, M., Feldman-Olszewska, A., & Iwańczuk, J. (2015). Geology of the volcano-sedimentary complex of the Kamyanyi Potik Unit on Chyvchyn Mount (Ukrainian Carpathians): preliminary results. *Geological Quarterly*, 59(1), 145–156. <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1220>
- Hnylko, S., & Hnylko, O. (2016). Foraminiferal stratigraphy and palaeobathymetry of Paleocene-lowermost Oligocene deposits (Vezhany and Monastrets nappes, Ukrainian Carpathians). *Geological Quarterly*, 60(1), 75–103. <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1247>
- Kaminski, M. A., & Gradstein, F. M. (2005). Atlas of Paleogene cosmopolitan deep-water agglutinated foraminifera. *Grzybowski Foundation Special Publication*, 10.
- Kováč, M., Márton, E., Oszczytko, N., Vojtko, R., Hók, J., Králiková, S., Plašienka, D., Klučiar, T., Hudáčková, N., & Oszczytko-Clowes, M. (2017). Neogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. *Global and Planetary Change*, 155, 133–154. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.07.004>
- Kováč, M., Plašienka, D., Soták, J., Vojtko, R., Oszczytko, N., Less, G., Čosović, V., Fügenschuh, B., & Králiková, S. (2016). Paleogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. *Global and Planetary Change*, 140, 9–27. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.03.007>
- Petrova, P. (2004). Foraminiferal assemblages as an indicator of foreland basin evolution (Carpathian Foredeep, Czech Republic). *Bulletin of Geosciences*, 79(4), 231–242.
- Russo, B., Curcio, E., & Iaccarino, S. (2007). Paleocology and paleoceanography of a Langhian succession (Tremi Islands, southern Adriatic Sea, Italy) based on benthic foraminifera. *Bolletino della Societa Paleontologica Italiana*, 46(2–3), 107–124.
- Schmid, S., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., & Ustaszewski, K. (2008). The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 139–183.

Стаття надійшла:
25.03.2021

**Oleh HNYLKO, Svitlana HNYLKO,
Maria KULYANDA, Romana MARCHENKO**

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
of National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv,
e-mail: igggk@mail.lviv.ua

**TECTONIC-SEDIMENTARY EVOLUTION OF THE FRONTAL PART
OF THE UKRAINIAN CARPATHIAN NAPPE STRUCTURE**

For the first time in the Ukrainian Carpathians, the depths and tectono-sedimentation processes in the north-eastern part of the Outer Carpathian Basin (Skyba and Boryslav-Pokuttya units) have been restored on the base of sedimentological and microfaunistic studies. It was established that in the Cretaceous-Eocene time, the deep-water (near Calcite Compensation Depth) turbidite and similar sedimentation (turbidites with Bouma textures, grainites, debris-flow deposits), which periodically alternated with (hemi)pelagic sedimentation (red, green and black shales) was dominant here. Sedimentation took place on the continental margin of the the Carpathian branch of the Tethys, where deep-water fans were formed. Cretaceous-Eocene background red and green shales are enriched in buried in situ benthic foraminifera which are similar in taxonomic composition and morphological features to the microfauna of the Carpathian-Alpine and Atlantic regions (deep-water agglutinated foraminifera), which indicate lower bathyal – abyssal depths of flysch sedimentation. Latest Eocene Globigerina Marl horizon contains the foraminiferal assemblage with plankton dominance, which indicates a general shallowing of the Outer Carpathian Basin (middle-upper bathyal conditions above a calcite compensation depth). Oligocene – lowermost Miocene Menilite-Krosno and Polyanytsia formations were accumulated in the Skyba and Boryslav-Pokuttya sub-basins. In the Miocene, shallow-water molasses were accumulated here. Probably, the tectonic uproot of flysch deposits from its substrate and their synsedimentary thrusting towards the platform caused a significant shallowing of the Skyba and Boryslav-Pokuttya sub-basins starting from the latest Eocene. These processes reflected the growth of the Carpathian frontal nappes at the final orogen formation stage.

Keywords: Ukrainian Carpathians, Skyba and Boryslav-Pokuttya nappes, foraminifera, turbidites.