

УДК 551.76,77: 551.86,87(477.8)

**СТРАТИГРАФІЯ ТА УМОВИ НАКОПИЧЕННЯ КРЕЙДОВО-ПАЛЕОГЕНОВИХ
ФЛІШОВИХ ВІДКЛАДІВ ДУКЛЯНСЬКОГО ПОКРИВУ (УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)
ЗА ВИВЧЕННЯМ ДРІБНИХ ФОРАМІНІФЕР І СЕДИМЕНТОЛОГІЧНИМИ ДАНИМИ**

О. Гнилко, С. Гнилко, Р. Марченко

*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
вул. Наукова 3а, 79060 Львів, Україна
e-mail: ohnilko@yahoo.com*

Мета статті – узагальнення стратиграфії та реконструкція глибин і деяких процесів седиментації відкладів, що розвинені у південно-західній частині Українських Карпат і належать до Дуклянської тектонічної одиниці (покриву), за аналізом дрібних форамініфер та седиментологічними даними. Це є актуальною як теоретичною, так і практичною проблемою, оскільки дає можливість покращити прогнозування поширення флішових літофацій – потенційних вуглеводневих резервуарів. У цій статті описано стратиграфію відкладів Дуклянської одиниці, які становлять неперервний стратиграфічний розріз від альбу до олігоцену включно. У цих відкладах мікропалеонтологічно обгрунтовано важливі межі підрозділів: сеноману–турону; крейди–палеогену (маастрихту–данію), еоцену–олігоцену. Межа сеноману і турону літологічно є виражена нижнім контактом вишнево-червоних аргілітів з породами зеленого забарвлення. Межу маастрихту і данію відмічено в одноманітному фліші за зникненням крейдових *Globotruncanita*, *Abathomphalus* і появою палеогенових *Globoconusa*, *Parasubbotina*, *Globanomalina*, *Praemurica*, що відповідає глобальним змінам на рубежі крейди і палеогену. Межу еоцену і олігоцену зафіксовано всередині горизонту “глобігерінових мергелів”.

Відклади Дуклянської одиниці є типовим флішем і, як показали проведені дослідження, накопичились катастрофічними турбідитними та іншими гравітаційними потоками на фоні (гемі)пелагічної глинистої седиментації типу “частинка за частинкою”. Глинисті осади збагачувались рештками захоронених на місці існування (in situ) бентосних і осаджених планктонних форамініфер, аналіз яких дав змогу простежити зміни палеоглибин флішового басейну. Значна частина крейдового і палеоцен-еоценового (до початку пізнього еоцену) флішу Дуклянського покриву збагачена аглютинованими форамініферами родів *Silicobathysiphon*, *Nothia*, *Rhabdammina*, *Hyperammina*, *Ammodiscus*, *Reophax*, *Subreophax*, *Hormosina*, *Caudammina*, *Haplophragmoides*, *Recurvoides*, *Trochamminoides*, *Paratrochamminoides*, *Reticulophragmium*, *Karrerulina*, які, за таксономічним складом і морфологічними особливостями, трактують як глибоководні аглютиновані форамініфери (англ. Deep-Water Agglutinated Foraminifera – DWAF) що свідчать про глибини батіалі–абісальні нижче CCD. Наявність домішок планктонних і/чи вапнистих бентосних форамініфер у деяких відкладах цього віку може свідчити про коливання рівня CCD (межа альбу–сеноману) або розчленованість рельєфу морського дна (палеоцен–еоцен). Геміпелагічні глинисто-карбонатні відклади горизонту “глобігерінових мергелів” (кінець пізнього еоцену–початок олігоцену) збагачені планктонними форамініферами і містять вапнистий бентос з родів *Nodosaria*, *Cibicoides*, *Oridorsalis*, *Gyroldina*, *Heterolepa*, *Bolivina*, що свідчить про загальне обміління палеобасейну. Відклади олігоцену охарактеризовані планктонними і вапнистими бентосними форамініферами, які ідентифікують глибини нижнього шельфу–верхньої батіалі. Зміна глибини басейну від батіально–абісальної до верхньобатіально–субліторальної, яка розпочалась на рубежі еоцену й олігоцену, могла бути зумовлена конседиментаційними тектонічними рухами – зривом флішових мас з седиментаційної основи і початком їх насування в бік платформи. Горизонтальна складова насувних рухів призвела до обміління, а згодом – до припинення в олігоцені седиментації в Дуклянському суббасейні.

Ключові слова: стратиграфія, форамініфери, крейда, палеоцен, турбідити, Українські Карпати, седиментологічні риси.

Аналіз особливостей форамініферових тафоценозів ефективно застосовують як для стратифікації відкладів, так і для з'ясування умов палеосередовища, зокрема відтворення водних глибин морського басейну осадоагромадження. Виявлені форамініфери широко розвинені в крейдово-міоценових відкладах Карпат. В Українських Карпатах цю групу фауни докладно вивчали, починаючи з 40-х років ХХ ст. Основну увагу надавали монографічному вивченню форамініфер та питанням стратиграфії. На основі аналізу планктонних і бентосних форамініфер спільно з нанопланктоном та іншими групами фауни проводили детальну стратифікацію відкладів, результати якої викладено в існуючих стратиграфічних схемах [2, 5, 28]. Меншою мірою виконували палеоекологічні дослідження мікрофауни, переважно з відкладів Бориславсько-Покутського, Скибового та Сілезького (Кросненського) покривів [19–21]. Вивчення форамініфер з відкладів південного схилу Українських Карпат дало змогу дослідникам [4, 27] висловити думку про глибоководні умови флішонагромадження. Детально було вивчено пізньоеоценові форамініфери у зв'язку з дослідженням межі еоцену й олігоцену в Українських Карпатах [1, 3, 22]. На думку дослідників, пізньоеоценовий басейн був відкритим морем з нормально соленими водами і за температурним режимом, що відповідав сучасній тропічній області. На основі аналізу седиментологічних рис та комплексів форамініфер з шипотської світи зроблено висновки про глибини Зовнішньокарпатського флішового басейну в ранній крейді, які змінювалися від батіальних до абісальних [51].

Системні палеоекологічні реконструкції інтенсивно проводять науковці на суміжній території Польських Карпат та в інших провінціях крейдово-палеогенового флішоутворення, де розробляють методичні основи таких досліджень [34, 40, 44, 48 та ін.].

Різні аспекти умов формування флішу Українських Карпат на основі літологічних, седиментологічних та загальногеологічних даних вивчали О. С. Вялов, С. С. Круглов, С. П. Гавура, В. В. Даниш, П. Ю. Лозиняк, М. І. Петрашкевич, С. Є. Смірнов, П. Н. Царненко і інші.

Проте сьогодні можна констатувати, що, незважаючи на багаторічні дослідження, до цього часу залишаються не проаналізовані, відповідно до сучасних теоретичних уявлень, умов накопичення більшості стратонів флішових відкладів Українських Карпат. Це є актуальною як теоретичною, так і практичною проблемою, оскільки дає можливість краще прогнозувати поширення різних флішових літофацій – потенційних вуглеводневих резервуарів.

Мета нашої статті – узагальнення і доповнення стратиграфії та реконструкція глибин і деяких процесів седиментації відкладів, що розвинені у південно-західній частині Українських Карпат і належать до Дуклянської тектонічної одиниці (покриву), за аналізом дрібних форамініфер та седиментологічними даними. Результати деяких наших попередніх реконструкцій умов накопичення відкладів Українських Карпат, розвинених переважно за межами Дуклянської одиниці, опубліковано раніше [9 – 14, 36].

Матеріалом є як власні польові і лабораторні дослідження, так і літературні джерела. Літостратиграфічні підрозділи (світи, горизонти) виділені відповідно до стратиграфічних схем [2, 7, 16] та описів стратотипових розрізів світ [7]. Вік світ подано, переважно за працями [2, 5 – 8, 28], де представлено фауністичну характеристику стратонів. В нашій статті наведено тільки деякі найважливіші для означення віку види. Відтворення батиметрії палеобасейнів осадоакопичення на підґрунті вивчення дрібних форамініфер проведено відповідно до методик [19, 29, 34, 35, 39, 40, 43, 45]. Седиментологічний аналіз виконано за методиками, описаними у [15, 32].

Дуклянський покрив є тектонічною одиницею Зовнішніх (Флішових) Карпат – повністю зірваних зі своєї седиментаційної основи пізньояорських–ранньоміоценових відкладів, насунених до північного сходу в бік платформи. Він належить до Зовнішніх Західних Карпат, а на південно-східному своєму закінченні межує з одиницями Зовнішніх Східних Карпат – Буркутським та Свидовецьким покривами (рис. 1). Дуклянський покрив розвинений у межах України, Польщі та Словаччини і розміщений між такими великими одиницями Західних Зовнішніх Карпат, як Магурський та Сілезький покриви. Він в Українських Карпатах, розділений на декілька субпокривів (з півдня до півночі) – Турицький, Дусинський та Ставнянський [6], які дещо відмінні між собою речовинним заповненням, особливо літофаціями палеогенового флішу.

В Українських Карпатах стратиграфічний розріз Дуклянського покриву охоплює відклади від нижньої крейди до олігоцену включно і представлений типово флішовими утвореннями (рис. -3).

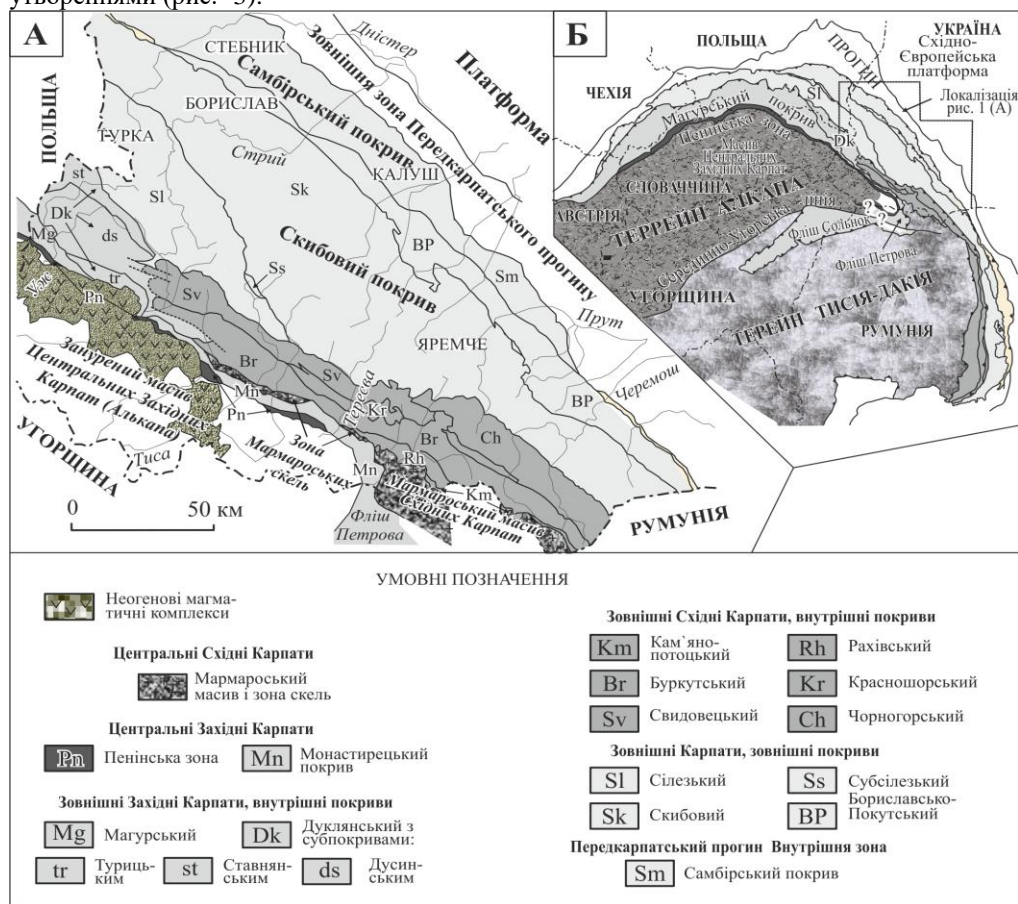


Рис. 1. Тектонічна схема (А) та геологічна позиція (Б) Українських Карпат (за [10, 36], зі змінами)

Fig. 1. Tectonic scheme (A) and geological position (B) of the Ukrainian Carpathians (after [10, 36] modified).

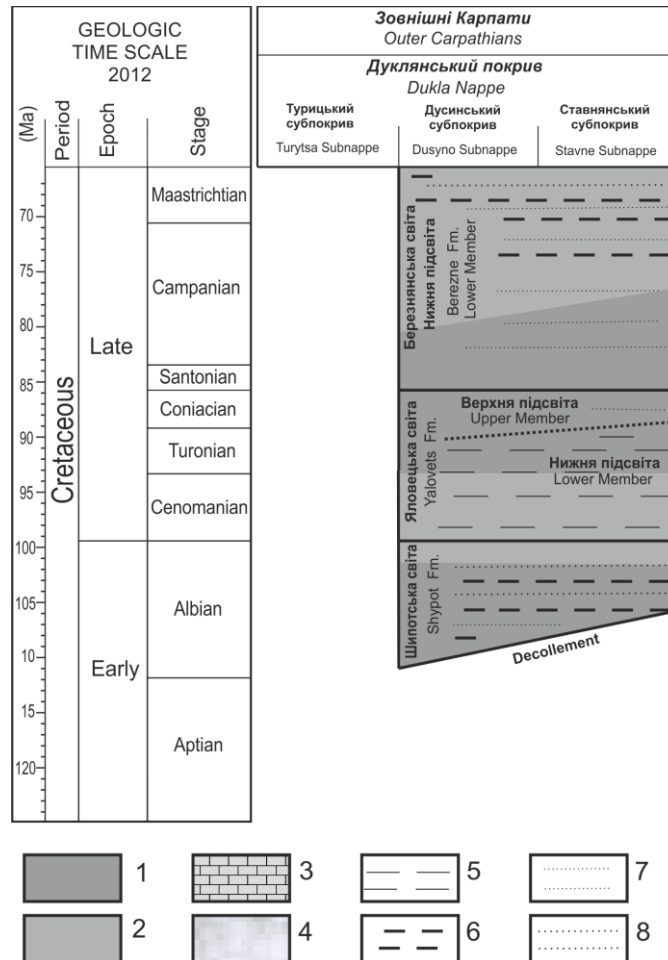


Рис. 2. Поширення планктонних і бентосних форамініфер у крейдових відкладах Дуклянського покриву (враховано дані [7–8, 20, 23–24, 31]): 1 – глибоководні аглютиновані форамініфери (DWAF); 2 – глибоководні аглютиновані форамініфери (DWAF) з домішками вапнистих форамініфер; 3 – планктонні (переважно) і вапнисті бентосні форамініфери у “глобigerінових мергелях”; 4 – планктонні і вапнисті бентосні форамініфери у приблизно однаковому співвідношенні; 5 – зелені і червоні аргіліти (аналогі глибоководних пелагічних глин); 6 – чорні, збагачені органічним вуглецем, глинисті, глинисто-карбонатні і кременисті відклади; 7 – тонко-середньоритмічний фліш; 8 – товстори́тмічний фліш, пісковики. Шкала геологічного часу, за [52]

Fig. 2. Distribution of the planktonic and benthic foraminifera in the Cretaceous sediments of the Dukla Nappe (considering [7-8, 20, 23-24, 31]). After Geologic Time Scale 2012 [52].

1–4 - sediments containing: 1 - benthic siliceous deep-water agglutinated foraminifera (DWAF), 2 - benthic siliceous deep-water agglutinated foraminifera (DWAF) with admixtures of planktonic and/or calcareous benthic foraminifera with dominance of plankton (“Globigerina Marl”), 4 - planktonic and calcareous benthic foraminifera in roughly equal proportion; 5 - green and red mudstone (analogues of red deep-water pelagic clays); 6 - black shale, marls and siliceous sediments enriched with organic carbon; 7 - thin- and medium bedded flysch, 8 - thick-bedded flysch and sandstone.

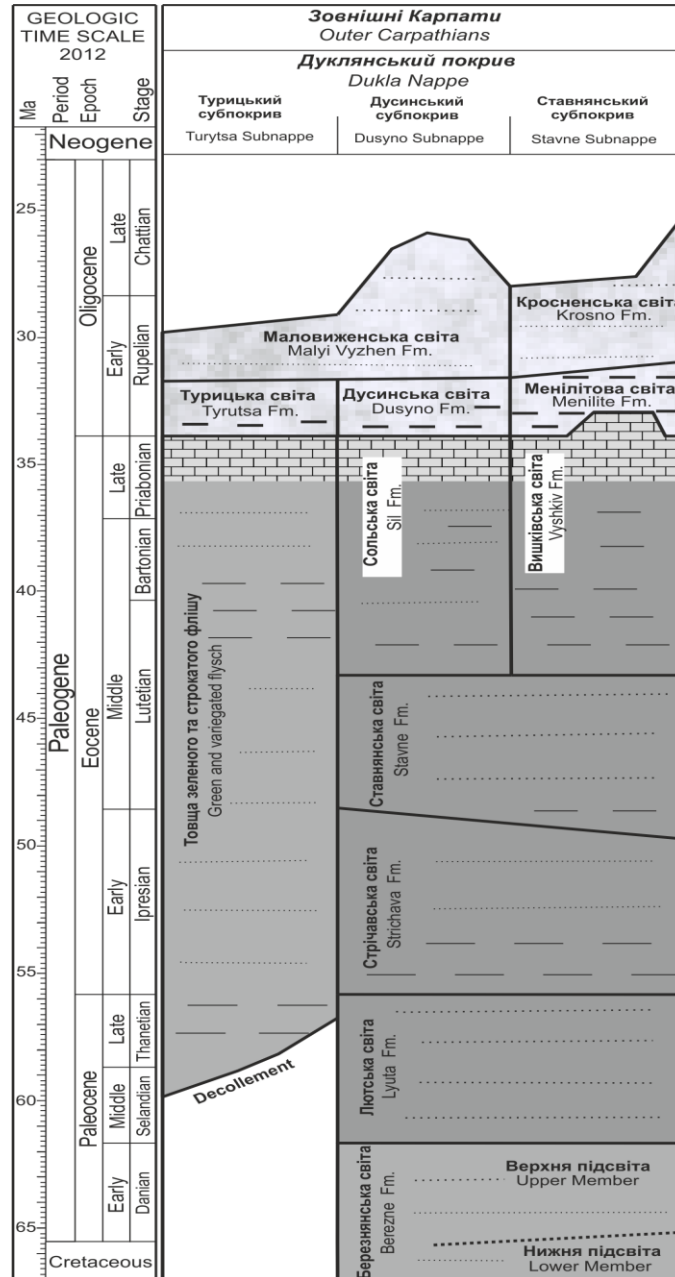


Рис. 3. Поширення планктонних і бентосних форамініфер у палеогенових відкладах Дуклянського покриву (враховано дані [7–8, 13, 17, 20, 23]), умовні позначення див. рис. 2. Шкала геологічного часу за [52].

Fig. 2. Distribution of the planktonic and benthic foraminifera in the Paleogene sediments of the Dukla Nappe (considering [7-8, 13, 17, 20, 23]). After Geologic Time Scale 2012 [52]. Symbols see fig. 2.

Рання крейда

Шипотська світа. Стратотип світи розташований у східній частині Українських Карпат (Чорногорський покрив) [7]. Нижній її контакт зрізаний насувними поверхнями, а верхній – це поступовий перехід до яловецької світи. В Дуклянській одиниці характерний розріз шипотської світи відслонюється по потоку Песій (с. Люта, Закарпатська обл.). Тут розвинені темно-сірі олігоміктові суттєво кварцові “склисті” дрібнозернисті пісковики та алевроліти, що перешаровуються з чорними, рідше зеленкуватими аргілітами. Порооди невапнисті. Характеризуються турбідитними текстурами Боума T_{bcde} , T_{cde} . Аргіліти, яким притаманні тонкопаралельношаруваті та гомогенні текстури, становлять верхній (T_e) елемент турбідитного шару, або належать до геміпелагічних утворень. Потужність світи сягає ~ 100 м.

У Дуклянській одиниці шипотська світа схарактеризована характерними для альбу форамініферами *Hedbergella planispira* (Tappan), *H. infracretacea* (Glaessner), *Rotalipora deecke* (Franke), *Plectorecurvovoides alternans* (Noth) [8, 24, 31].

Пізня крейда. Сеноман-коньяк

Яловецька світа. Характерний розріз світи відслонюється по потоку Песій (с. Люта, Закарпатська обл.), де безпосередньо на відкладах шипотської світи згідно лежать зелені аргіліти (пот. 3, 5 м), які поступово нарощуються пачкою (пот. 60 м) червоних аргілітів [7]. Аргіліти некарбонатні, характеризуються паралельношаруватими і гомогенними текстурами, що свідчить про їх (гемі)пелагічне походження. Вони належать до нижньояловецької підсвіти. Стратиграфічно вище розміщується верхньояловецька підсвіта – зеленувато-сірі та сірі аргіліти з прошарками скісношаруватих алевролітів, рідше пісковиків (60–70 м).

По потоку Песій, у зелених аргілітах підшви яловецької світи, визначено *Thalmanammina neocomiensis* Geroch, *Plectorecurvovoides alternans* (Noth) (альб-сеноман), а в нижній частині пачки червоних аргілітів – туронська мікрофауна [7]. В інших відслоненнях у низах світи представлені характерні для сеноману *Rotalipora cushmani* (Morrow), *R. appenninica* (Renz), *R. ticinensis* (Gandolfi). У середній частині яловецької світи Н. В. Дабагян виявила туронські форамініфери з *Uvigerinammina jankoi* Majzon. Верхня частина світи характеризується появою *Caudammina gigantea* (Geroch) [16, 31].

Пізня крейда–палеоцен. Сантон–даній

Березнянська світа. Стратотип відслонюється по р. Уж [7, 28]. Згідно залягає на яловецькій світі та перекривається лютською. Поширена в межах Дуклянської одиниці, де поділяється на дві підсвіти. Нижня підсвіта представлена тонко- і середньоритмічним темно-сірим піщано-глинистим флішем. Характеризується наявністю прошарків як сірих, так і збагачених органікою чорних аргілітів і мергелистих порід. Потужність 300–500 м. Верхня підсвіта складена темно-сірим середньо- і товстошаруватим піщаним флішем. Переважають поліміктові пісковики, трапляються прошарки темно-сірих мергелів. Потужність – до 500 м. У нижній частині розрізу світи домінують текстури Боума T_{bcde} , T_{cde} , а у верхній – T_{abcde} , T_{abc} .

Вік нижньої частини світи охарактеризований іноцерамами і нанопланктоном [7]. У верхах нижньої підсвіти визначено (Н.В. Дабагян) *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent) і *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli) пізнього маастрихту, а у верхній підсвіті – *Globoconusa daubjergensis* (Bronnimann), *Parasubbotina pseudobulloides*

(Plummer), *Globanomalina compressa* (Plummer), *Praemurica inconstans* (Subbotina) данію [7, 8].

Палеоцен. Зеландій–танет

Лютська світа. Виділена по р. Люта в басейні р. Уж Закарпатської області, звідки походить її назва [7]. Поширена в межах Дуклянського покриву. Складена масивними і товстошаруватими сірими поліміктовими пісковиками, іноді з поодинокими прошарками сірих аргілітів і алевролітів. Седиментологічні риси свідчать про те, що піщані пласти сформовані завдяки діяльності високогустинних турбідитних і зернових потоків. Місцями пісковики фациально заміщуються товсто- і середньоритмічним флішем, у якому псаміти чергуються з пакетами глинистих порід. Лютська світа згідно залягає на березнянській та перебивається стрічавською світою. Потужність – 100–400 м.

Охарактеризована палеоценовими форамініферами: *Morozovella angulate* (White), *Globanomalina compressa* (Plummer), *Subbotina triloculinoidea* (Plummer), *Anomalinoidea danicus* (Brotzen), *Cibicidoides padellus* (Jennings), *Stensioina caucasica* (Subbotina) *Haplophragmoides mjatliukae* (Н. І. Маслакова, Л. Д. Пономарева) [7, 17].

Палеоцен–еоцен. Зеландій–приабон

Товща зеленого та строкатого флішу виділена на площі аркушу “Сніна” під час геокартувальних робіт і складання Державної геологічної карти України масштабу 1:200 000 [18]. Поширена в межах Турицького субпокриву Дуклянського покриву.

Товща представлена різноритмічним флішем: у нижній частині – товстошаруватим піщаним флішем з пакетами строкатих (червоних і зелених) глинистих порід; вище – різноритмічним флішем з горизонтами строкатих аргілітів на різних рівнях; у покрівлі з’являються прошарки чорних аргілітів менілітового типу, що, вірогідно, свідчить про поступовий перехід до олігоцену [6]. Нижні контакти товщі зрізані поверхніями насування, а верхня межа виражена поступовим переходом до олігocenової турицької світи. Потужність – до 750 м.

Товща охарактеризована форамініферами – *Globanomalina pseudomenardii* (Bolli) пізнього зеландію–танету, *Morozovella marginodentata* (Subbotina) іпру, *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Reticulophragmium amplectens* (Grzybowski) і *Ammodiscus latus* (Grzybowski) середнього–пізнього еоцену [17].

Еоцен. Іпр

Стрічавська світа. Стратотип описаний [7] по р. Уж в Явірницькій ущелині та по струмку Стрічавський (права притока р. Уж південніше с. Сіль Закарпатської області). Поширена в межах Дуклянського покриву. Представлена нерівномірноритмічним, переважно середньоритмічним флішем – перешаруванням дрібно- і середньозернистих олігоміктових і поліміктових невапнистих зеленувато-сірих пісковиків, алевролітів, зелених, темно-сірих, рідше червоних аргілітів; іноді містить лінзовидні прошарки мергелів і сидеритів. Пачки строкатих глинистих порід (до 15–40 м) наявні в Дусинському субпокриві [6]. В середньоритмічному фліші світи В. В. Даниш описав текстури Боума (T_{abcd}) [7]. Світа згідно залягає на лютській і перебивається ставнянською світою. Потужність – 150–350 м.

Форамініфери іпру *Morozovella aragonensis* (Nuttall) і *Recurvoides smugarensis* Mjatliuk знайдено у світі [17].

Пізній іпр–лютет

Ставнянська світа. Стратотип описаний [7] у витках струмка Ставнянського (права притока р. Уж) біля с. Ставне Закарпатської області. Поширена в межах Дук-

лянського покриву. Складена масивними і товстошаруватими різнозернистими пісковиками з прошарками сірих та зеленувато-сірих аргілітів і алевролітів, місцями з лінзами гравелітів. В околицях сіл Вишка і Люта пісковики фаціально заміщуються конгломератами, переповненими уламками екзотичного матеріалу (кристалічних сланців, гнейсів, кварцитів, вапняків), а також перевідкладеного флішу (чорних аргілітів, “склих” нижньокрейдових пісковиків шипотської світи). Місцями (стр. Ставнянський та ін.) в підшві світи залягає строкатий горизонт (потужністю до 15 м) червоних і зелених аргілітів з прошарками алевролітів і пісковиків. Світа залягає на стрічавській та перекривається вишківською світою. Потужність – до 400 м.

Характерні форамініфери *Morozovella aragonensis* (Nuttall), *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Turborotalia frontosa* (Subbotina) і *Acarinina pentacamerata* (Subbotina) (іпрлотет) знайдено у світі (Н. В. Дабагян, Л. Д. Пономарьова) [17].

Середній–пізній еоцен

Сольська світа. Назва походить від с. Сіль (р. Уж, Закарпатська область), в околицях якого розвинений зеленувато-сірий фліш, названий І. Г. Барановим “сольським” [7]. Стратотип описаний поблизу с. Сіль по струмку Конашин [7]. Сольська світа поширена в межах Дусинського субпокриву Дуклянського покриву. Представлена тонкоритмічним флішем (ритми, зазвичай, до 0,1–0,2 м), складеним зеленими аргілітами і зеленувато-сірими невапнистими дрібнозернистими пісковиками, алевролітами, іноді з прошарками сірих мергелів. Найвні пакети строкатих (червоних і зелених) аргілітів. У покрівлі світи залягає горизонт “глобігерінових мергелів” (потужність 5–15 м), серед яких трапляються піщано-глинисті прошарки й обкатані включення флішевих порід. Згідно залягає на ставнянській світі і перекривається менілітовою. Потужність – 200–300 м [6].

Форамініфери середнього-пізнього еоцену – *Reticulophragmium amplexens* (Grzybowski) і *Karrieriella bartonica* Finlay [17] – характеризують світу. Зону **Subbotina corpulenta** (пізній приабон) виділено у горизонті “глобігерінових мергелів” [2, 3].

Еоцен–олігоцен. Пізній лютет–ранній рюпель

Вишківська світа. Стратотип описаний у басейні р. Уж по р. Вишка (6 км від гирла) в околицях однойменного села, а парастратотип – у струмку Ставнянському (правій притоці р. Уж) поблизу с. Ставне Закарпатської області [7]. Поширена в межах Ставнянського субпокриву Дуклянського покриву. Представлена переважно строкатими (червоними і зеленими) аргілітами (у нижній частині переважно червоними, а у верхній – зеленими) з прошарками зелених кварцових алевролітів і дрібнозернистих пісковиків. У покрівлі залягає горизонт “глобігерінових мергелів” (10–20 м), складений мергелистими аргілітами [6]. Світа згідно залягає на ставнянській та перекривається менілітовою світою. Потужність – до 400 м.

Охарактеризована у нижній частині середньоєоценовими форамініферами [17], у верхній частині – зоною *Globigerinatheka tropicalis* (нижній приабон). У горизонті “глобігерінових мергелів” Н. В. Дабагян виділила зону **Subbotina corpulenta** в обсязі двох підзон. Тут же визначені нанопланктонні зони NP21 і NP22 пізнього приабону–раннього рюпелю (А. С. Андреева-Григорович) [3]. Такий розподіл мікрофосилій свідчить про те, що межа еоцену й олігоцену розташована всередині горизонту “глобігерінових мергелів” [1].

Олігоцен

Менілітова світа поширена регіонально в Карпатах, її стратотип розташований у Моравії. В Українському сегменті Дуклянського покриву світа розвинена в розрізі відкладів Ставнянського субпокриву, де представлена товщею (потужність 20–80 м) чорних аргілітів, рідше мергелів з прошарками алевролітів та пісковиків. Вона згідно перекриває вишківську світу та поступово нарощується *кросненською світою* (пот. до 1 000 м) – сірим різноритмічним і піскуватим флішем, який завершує стратиграфічний розріз порід субпокриву.

У перетині сіл Вишка–Луг підосва менілітової світи містить характерні форамініфери раннього рюпелю – *Subbotina vialovi* Mjatliuk, *Globigerina officinalis* Subbotina, *G. brevispira* Subbotina, *G. postcretacea* Mjatliuk (Л. Д. Пономарьова) [16].

Дусинська світа. Стратотип світи розташований поблизу с. Дусино Закарпатської області [7]. Вона розпочинає розріз олігоцену в Дусинському субпокриві Дуклянського покриву, де фаціально заміщує менілітову світу, відрізняючись від неї більшою карбонатністю глинистих порід. Це товща (пот. до 300–350 м) переважно вапнистих чорних аргілітів і мергелів геміпелагічного походження з проверстками алевролітів, пісковиків, а в нижній частині – і темних кременів. Вона згідно залягає на сольській світі та перекривається маловиженською.

У межах Дусинського субпокриву у світі знайдені форамініфери раннього рюпелю (Н.І. Маслакова – *Globigerina officinalis* Subbotina, *Subbotina vialovi* Mjatliuk, *Cibicidoides lopjanicus* Mjatliuk, *Bolivina aenariensisiformis* Mjatliuk [7].

Турицька світа. Стратотип описаний [7] по р. Туриця на західній околиці однойменного села (Закарпатська обл.). Поширена в межах Турицького субпокриву Дуклянського покриву. Складена середньоритмічним флішем: перешаруванням кварцитоподібних кварцових переважно дрібнозернистих кременистих “склистих” пісковиків та алевролітів (дещо подібних на породи нижньокрейдіві шипотської світи), темно-сірих до чорних аргілітів та мергелів. Пісковики місцями різнозернисті та вапнисті. Згідно залягає на описаній вище палеоцен-еоценовій товщі зеленого та строкатого флішу та перекривається маловиженською світою. Потужність – до 700 м.

Охарактеризована нанофосиліями – зони NP21 [25] і форамініферами – *Globigerina officinalis* Subbotina, *Subbotina vialovi* Mjatliuk, *Bulimina elongata* Orbigny [6, 7]. Вік – ранній рюпель.

Маловиженська світа названа по г. Малий Вижен на південному схилі Карпат в районі сіл Поляна–Дусино, де вперше була виділена. Стратотип описаний [7] по правій притоці струмка Уклінський (Закарпатська область). Поширена в межах Дусинського та Турицького субпокривів Дуклянського покриву. Складена товстошаруватими різнозернистими слюдистими сірими пісковиками, що містять розсіяні необкатані уламки чорних (до ~ 1 см) аргілітів. Між пластами пісковиків залягають прошарки сірих, темно-сірих і коричневих аргілітів (вапнистих і не вапнистих) та лінзи сидеритів. Згідно залягає на дусинській або турицькій світі і завершує стратиграфічний розріз внутрішніх елементів Дуклянського покриву. Потужність – до 300 м. Охарактеризована нанофосиліями зони NP25 (пізній олігоцен) [25].

Отже, неперервний розріз відкладів від ранньої крейди до пізнього олігоцену розвинений в межах Дусинського і Ставнянського субпокривів. Нижня межа тут зрізана тектонічними поверхнями і лише відклади альбу обґрунтовані мікрофауною у

шипотській світі. В межах Турицького субпокриву розвинена неперервна послідовність відкладів від середнього палеоцену (нижній контакт є тектонічним) до раннього олігоцену.

У відкладах Дуклянського покриву мікропалеонтологічно обґрунтовані важливі межі підрозділів: сеноману-турону; крейди-палеоцену (маастрихту-данію), еоцену-олігоцену.

Межа сеноману і турону відповідає низам нижньоаяловецької підсвіти і літологічно є виражена нижнім контактом вишнево-червоних аргілітів. Межу маастрихту і данію відмічено у літологічно одноманітному фліші березнянської світи за зникненням крейдових *Globotruncanita*, *Abathomphalus* і появою палеогенових *Globoconusa*, *Parasubbotina* *Globanomalina*, *Praemurica*, що відповідає глобальним змінам на рубежі крейди і палеоцену.

В Українських Карпатах межу еоцену й олігоцену проведено всередині або у покрівлі регіонально поширеного горизонту “глобігерінових мергелів” [1, 13]. У вишківській світі цю межу проведено всередині “глобігерінових мергелів”.

Більша частина крейдово-палеогенового флішу Дуклянського суббасейну була накопичена катастрофічними турбідитними та іншими гравітаційними потоками (мулисто-уламковими, зерновими) водонасиченої кластики, про що свідчать седиментологічні ознаки (зокрема текстури Боума). Ці процеси притаманні глибоководним областям континентального підніжжя. (Гемі)пелагічна глиниста седиментація типу “частинка за частинкою” була фоною під час спорадичної діяльності катастрофічних потоків. Глинисті осади збагачувались рештками захороненої на місці існування (in situ) бентосної мікрофауни й осадженого планктону, аналіз яких дав змогу простежити зміни палеоглибин флішового басейну (див. рис. 2, 3).

За даними Л. Д. Пономарьової, у верхній частині шипотської світи (альб) поширені аглютиновані бентосні форамініфери кременистого складу, які належать до родів *Glomospirella*, *Reophax*, *Thalmanamina*, *Recurvoides*, *Plectorecurvoides*, *Haplophragmoides*, *Trochammina*. Більшість черепашок характеризується грубозернистою стінкою. Ця мікрофауна відповідає асоціації “*Recurvoides*” (в розумінні [35]). Це типово глибоководний комплекс, який розвивався на глибинах батіалі-абісали нижче рівня кальцитової компенсації (англ. Calcite Compensation Depth – CCD) [23, 51].

Як у покрівлі шипотської світи (пізній альб), так і в зелених аргілітах низів яловецької світи (сеноман) наявні планктонні форамініфери з родів *Thalmaninella*, *Hedbergella* і *Rotalipora*, що свідчить про коливання CCD поблизу межі альбу і сеноману [23].

Багаті аглютиновані форамініфери кременистого складу характеризують вишнево-червоні аргіліти нижньоаяловецької підсвіти (турон). Ці форамініфери належать переважно до родів *Recurvoides*, *Trochammina*, *Plectina*, *Uvigerinamina*, для них характерні малі розміри і дрібнозерниста гладенька стінка черепашки. Подібна мікрофауна з характерним видом *Uvigerinamina jankoi* Majzon поширена в одновікових червоних і строка-тих аргілітах Карпатського регіону [30, 46, 47] і свідчить про глибоководну пелагічну седиментацію в умовах батіалі-абісали нижче CCD.

У верньоаяловецькій підсвіті (коньок) значно переважають аглютиновані форамініфери кременистого складу, які належать до родів *Silicobathysiphon*, *Nothia*, *Rhabdammina*, *Hyperammima*, *Ammodiscus*, *Reohax*, *Subreophax*, *Hormosina*, *Caudammima*, *Haplophragmoides*, *Recurvoides*, *Trochamminoides*, *Paratrochamminoides*, *Karrerulina*. Во-

ни мають переважно середній та великий розмір, стінка черепашок дрібно-, середньо- і крупнозерниста. Трапляються планктонні форамініфери роду *Globotruncana*. Ця мікрофауна свідчить про глибини нижче або поблизу CCD і переважно флішевий (турбідитний) характер седиментації [23].

Березнянська світа (сантон–даній) містить аглютиновані форамініфери кременистого складу, які належать до родів *Rhabdammina*, *Placentamina*, *Hyperammina*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Reophax*, *Recurvoides*, *Trochamminoides*, *Paratrochamminoides*, *Spiroplectammina*, *Karrerulina*, а також вапнисті бентосні з роду *Eponides* і планктонні роду *Globotruncana* або (у верхній частині) *Parasubbotina*, *Globoconusa*, *Globanomalina*, *Acarinina* [23]. Глибини басейну – поблизу CCD.

Відклади середнього палеоцену (зеландію) – початку пізнього еоцену (раннього приабону) – накопичувались на глибинах батіалі-абісалі нижче або поблизу CCD, про що свідчить широкий розвиток аглютинованих форамініфер кременистого складу переважно з родів *Silicobathysiphon*, *Nothia*, *Rhabdammina*, *Saccamina*, *Hyperammina*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Rzehakina*, *Reohax*, *Subreophax*, *Hormosina*, *Caudammina*, *Haplophragmoides*, *Recurvoides*, *Trochamminoides*, *Paratrochamminoides*, *Reticulophragmium*, *Karrerulina* [12–13]. Лише у Турицькому субпокриві, який, можливо, є перехідною ланкою до Магурської тектонічної одиниці (див. рис. 1), вапнисті відклади містять планктонні форамініфери родів *Globanomalina*, *Subbotina*, *Acarinina*, *Morozovella* [17], що свідчить про існування припіднятої ділянки на батіальних глибинах вище CCD.

Можна констатувати, що значна частина крейдового і палеоцен-еоценового флішу Дуклянського покриву збагачена аглютинованими форамініферами, які за таксономічним складом і морфологічними особливостями подібні до одновікової мікрофауни Карпатсько-Альпійської та Атлантичної областей, яка трактується як глибоководні аглютиновані форамініфери (англ. Deep-Water Agglutinated Foraminifera – DWAF) [34, 35, 39, 40, 44] і свідчить про глибини батіалі-абісалі нижче CCD (див. рис. 2, 3).

Відклади пізнього приабону-початку олігоцену представлені “глобігериновими мергелями”, збагаченими планктонними форамініферами (див. рис. 3) з родів *Catapsydrax*, *Globigerina*, *Subbotina*, *Dentoglobigerina*, *Tenuitella*. Це свідчить про глибини батіалі як вище CCD, так і вище рівня розчинення планктонних форамініфер (форамініферової лізокліни), який розташований дещо вище від CCD [45, 48]. Поширення у мергелях вапнистих бентосних форамініфер з родів *Nodosaria*, *Cibicidoides*, *Oridorsalis*, *Gyroldina*, *Heterolepa*, *Bolivina* [3, 13, 22], як і практична відсутність глибоководних кременистих форамініфер (DWAF) свідчить про зміління басейну седиментації.

Відклади олігоцену (турицька і дусинська світи) охарактеризовані планктонними і вапнистими бентосними форамініферами приблизно в однаковому співвідношенні (див. рис. 3). Планктонні форамініфери належать до родів *Globigerina*, *Paragloborotalia*, *Globoturborotalia*, *Subbotina*, *Turborotalia*, *Tenuitella*, *Chiloguembelina*, а бентосні – переважно до родів *Robulus*, *Planulina*, *Caucasina*, *Cibicidoides*, *Bulimina*, *Bolivina*, *Pararotalia* ([23] і посилання там). Такий склад форамініфер свідчить про глибини нижнього шельфу-верхньої батіалі.

Відповідно до наявних реконструкцій [6, 16, 33, 36, 48–50] відклади Дуклянського покриву накопичувались в Дуклянському суббасейні – частині Зовнішньокарпатського седиментаційного басейну, який був сегментом океану Тетис і в крейді-палеогені розміщувався між пасивною окраїною Євразії (Східно- і Західноєвропейська платформи)

та активними окраїнами мікроконтинентів Тетису (зараз кристалічні масиви Внутрішніх Карпат). Вірогідно, Дуклянський седиментаційний суббасейн частково обмежувався підводними чи надводними підняттями – відгалуженнями так званої “Сілезької кордільєри”, яка була одним з джерел кластичного матеріалу для флішу [6, 16, 33, 48–49].

Рання крейда. В цей час, у глибоководному Дуклянському суббасейні, діяльність турбідитних потоків середньої густини та фонова седиментація призвели до накопичення середньоритмічного флішу (шипотська світа). Фонові глинисті утворення є темно-сірими і чорними, збагаченими органічною речовиною [50], що свідчить про погану аерацію морського дна за їх акумуляції. Це може бути пов’язано або з частковою ізоляцією басейну, або з глобальними безкисневими подіями. Саме в ранній крейді відбулась така океанічна безкиснева подія (*англ.* Oceanic Anoxic Event – OAE), відома як OAE-1 [26, 38].

Пізня крейда. В сеномані переважає фонова (гемі)пелагічна седиментація (зелені аргіліти яловецької світи). В туроні значно покращується аерація морського дна, унаслідок чого (гемі)пелагічна седиментація призводить до накопичення червоних глинистих відкладів (червоні аргіліти яловецької світи), які можуть зіставлятись з червоними глибоководними океанічними глинами як за наявністю глибоководних аглютинованих форамініфер, так і за літолого-седиментологічними ознаками. Відомо, що в таких глинах, які осаджуються за дуже повільної седиментації і довготривалого впливу збагачених киснем придонних течій, органічна речовина майже повністю окиснюється ще на межі вода–осад. Окиснене залізо зумовлює червоний колір осаду. За прискорення седиментації певна кількість органіки встигає захоронюватись, створюючи відновне середовище, в якому залізо переходить у відновні форми, і відклади набувають зеленого і сірого забарвлення.

Накопичення червоних пелітів у туроні відповідає глобальній океанічній події – початку утворення так званих “крейдових червоних шарів” (*англ.* Cretaceous Red Beds – CORBs) [37, 53]. Ця подія відображає покращення глобальної циркуляції придонних, збагачених киснем, течій у Світовому океані (в тім числі Карпатському секторі Тетису).

Після турону, поступово посилюється інтенсивність турбідитної седиментації – нагромаджується потужна товща різноритмічного та піскуватого флішу (березнянська світа). В той же час погіршується аерація морського дна, внаслідок чого геміпелагічні відклади набувають темного забарвлення (прошарки чорних глинистих порід у фліші березнянської світи). Можливо, це варто пов’язати з локальною ізоляцією Дуклянського суббасейну під час зростання внутрішньобасейнових піднять (“кордільєр”).

У **палеоцені–еоцені** Дуклянський суббасейн продовжував бути глибоководним і, як і увесь Зовнішньокарпатський басейн, мав широкі зв’язки зі Світовим океаном [42, 50]. Добре розвинена глобальна океанічна циркуляція призводила до активної діяльності придонних течій й аерації морського дна. Внаслідок цього, в періоди домінування повільної (гемі)пелагічної седиментації, накопичувались червоні і зелені (гемі)пелагічні мули, пізніше перетворені в строкаті аргіліти (вишківська світа та окремі пачки в палеоцен-еоценовому фліші). В періоди домінування швидкої турбідитної седиментації нагромаджувались товщі потужного сіро- та зеленозабарвленого флішу (стрічавська, сольська світи) та псамітів (лютська, ставнянська світи).

Наприкінці пізнього еоцену відбулося регіональне вирівнювання фаціальних умов та загальне обміління палеобасейну, внаслідок чого в умовах середньої–верхньої

батиалі вище рівня кальцитової компенсації накопичились малопотужні, збагачені планктонними форамініферами, карбонатні мули (горизонт “глобігерінових мергелів”). В *олігоцені* продовжували існувати відносно мілководні верхньобатіально-субліторальні умови.

Характерною рисою олігоценових товщ Карпат є їх збагаченість органічною речовиною [50]. Накопичення цих товщ, вірогідно є наслідком активізації колізійних подій в Тетисі, зокрема закриття океанічного басейну в районі майбутніх Альп, та внаслідок цього – перекриття океанічного проходу між Світовим океаном та Карпатським флішовим басейном на рубежі еоцену й олігоцену. Карпатський басейн перетворився в один з сегментів Паратетису – системи ізольованих та напівізольованих басейнів [41–42, 50]. Отже, циркуляція придонних, збагачених киснем, течій значно послабилась або припинилась, що призвело до дефіциту кисню в придонних і мулових водах. Це сприяло ефективному захороненню органічної речовини в осадах і нагромадженню чорних збагачених органікою відкладів менілітової та дусинської світ.

Ще одним наслідком колізійних подій в Тетисі була зміна глибини басейну від батіально-абісальної до верхньобатіально-субліторальної, яка розпочалась на рубежі еоцену й олігоцену. Вона могла бути зумовлена конседиментаційними тектонічними рухами. Вірогідно, в кінці еоцену–олігоцені потужна товща Дуклянського флішу була зірвана зі своєї основи, яка поглиналась у зону субдукції під мікроконтинент Алькапа (кристалічний масив Центральних Західних Карпат, див. рис. 1), та почала насуватись на більш зовнішні елементи Карпатського басейну (на Сілезький суббасейн). Горизонтальна складова насувних рухів призвела до обміління басейну, а згодом – до припинення в олігоцені седиментації в Дуклянському суббасейні [10].

Відклади Дуклянської тектонічної одиниці (покриву) становлять неперервний стратиграфічний розріз від альбу до олігоцену включно, причому підосва розрізу, як і інших розрізів Зовнішньокарпатських одиниць, зрізана насувними поверхнями. У цих відкладах мікропалеонтологічно обґрунтовано важливі межі підрозділів: сеноману–турону; крейди–палеоцену (маастрихту–данію), еоцену–олігоцену. Межа сеноману і турону літологічно є виражена нижнім контактом вишнево-червоних аргілітів у низах нижньоаяловецької підсвіти. Межу маастрихту і данію видмічено у літологічно одноманітному фліші березнянської світи за зникненням крейдових *Globotruncanita*, *Abathomphalus* і появою палеогенових *Globoconusa*, *Parasubbotina* *Globanomalina*, *Praemurica*, що відповідає глобальним змінам на межі крейди і палеоцену. Межу еоцену й олігоцену зафіксовано у вишківській світі всередині горизонту “глобігерінових мергелів”.

Проведені дослідження дозволяють зробити наступні висновки. Відклади Дуклянського покриву представлені типовим флішем і, як показали проведені дослідження, накопичились катастрофічними турбідитними та іншими (мулисто-уламковими, зерновими) гравітаційними потоками водонасиченої кластики, про що свідчать седиментологічні ознаки (зокрема текстури Боума). Ці процеси притаманні областям континентального підніжжя. (Гемі)пелагічна глиниста седиментація типу “частинка за частинкою” була фоновою за спорадичною діяльністю катастрофічних потоків. Глинисті осади збагачувались рештками захоронених *in situ* бентосної мікрофауни й осадженого планктону, аналіз яких дав змогу простежити зміни палеоглибин флішового басейну.

Значна частина крейдового і палеоцен-еоценового (до початку пізнього еоцену) флішу Дуклянського покриву збагачена аглютинованими форамініферами, які, за таксо-

номічним складом і морфологічними особливостями, трактують як глибоководні аглютиновані форамініфери (DWAF) і свідчать про глибини батіалі–абісали нижче CCD. Наявність домішок планктонних і/чи вапнистих бентосних форамініфер у деяких відкладах цього віку може свідчити про коливання рівня CCD (межа альбу–сеноману) або про розчленованість морського дна (палеоцен–еоцен) (див. рис. 2, 3).

Геміпелагічні глинисто-карбонатні відклади горизонту “глобігерінових мергелів”, накопичені в кінці пізнього еоцену–на початку олігоцену, збагачені планктонними форамініферами і містять вапнистий бентос з родів *Nodosaria*, *Cibicoides*, *Oridorsalis*, *Gyroidina* *Heterolepa*, *Bolivina*, що свідчить про загальне обміління палеобасейну. Відклади олігоцену охарактеризовані планктонними і вапнистими бентосними форамініферами, які ідентифікують глибини нижнього шельфу–верхньої батіалі (диврис. 2, 3).

Відповідно до наявних реконструкцій, Дуклянський суббасейн був частиною Зовнішньокарпатського седиментаційного басейну, який в крейді–палеогені розміщувався між пасивною окраїною Євразії (Східно- і Західноєвропейська платформи) та активними окраїнами мікроконтинентів Тетису (зараз кристалічні масиви Внутрішніх Карпат). Зміна глибини басейну від батіально-абісальної до верхньобатіально-субліторальної, яка розпочалась на рубежі еоцену й олігоцену, могла бути зумовлена конседиментаційними тектонічними рухами – зривом флішових мас із седиментаційної основи і початком їх насування в бік платформи. Горизонтальна складова насунених рухів призвела до обміління, а згодом – до припинення в олігоцені седиментації в Дуклянському суббасейні.

На рубежі еоцену й олігоцену виникла ще одна важлива подія – закриття океанічного басейну в районі майбутніх Альп та перекриття океанічного проходу між Світовим океаном та Карпатським флішовим басейном. Як наслідок, циркуляція придонних, збагачених киснем, течій значно послабилась або припинилась, що сприяло ефективному захороненню органічної речовини в осадах і нагромадженню чорних, збагачених органікою, відкладів менілітової та дусинської світ.

1. Андреева-Григорович А. С. Наннопланктон и диноцисты пограничных эоцен-олигоценовых отложений Карпат / Андреева-Григорович А. С // Палеонтол. сборник. – 1987. – № 24. – С 76–83.
2. Андреева-Григорович А. С. Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Украинских Карпат / Андреева-Григорович А. С., Вялов О. С., Гавура С. П. [и др.]. – Киев, 1984. – 50 с. – (Препринт АН УССР, Ин-т. геол. наук; № 84–19).
3. Андреева-Григорович А. С. Опорные разрезы пограничных слоев эоцена и олигоцена Дуклянской и Мармарошской зон / Андреева-Григорович А. С., Грузман А. Д., Лозыняк П. Ю., Смирнов С. Е. // Палеонтол. сборник – 1987. – № 24. – С. 33–38.
4. Венглинский И. В. К биостратиграфии меловых и палеогеновых отложений Дуклянской зоны Украинских Карпат / Венглинский И. В., Розумейко С. В., Смолинская Н. И. // Сборник статей по законченным научно-исследовательским работам ИГГИ АН УССР. – 1977 – Вып. 10. – С. 2–8.

5. *Вялов О. С.* Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме меловых отложений Украинских Карпат / Вялов О. С., Андреева-Григорович А. С., Гавура С. П. [и др.]. – Львов, 1989. – 51 с.
6. *Вялов О. С.* История геологического развития Украинских Карпат / Вялов О. С., Гавура С. П., Даныш В. В. [и др.]. – Киев : Наук. думка, 1981. – 180 с.
7. *Вялов О. С.* Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат / Вялов О. С., Гавура С. П., Даныш В. В. [и др.]. – Киев : Наук. думка, 1988. – 204 с.
8. *Глушко В. В.* Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат / Глушко В. В., Круглов С. С. – Москва : Недра, 1971. – 389 с.
9. *Гнилко О. М.* Стратиграфія та умови седиментації еоценового флішу Кросненського (Сілезького) покриття Українських Карпат / Гнилко О. М., Гнилко С. Р. // Геол. журнал. – 2011. – № 2. – С. 12–24.
10. *Гнилко О. М.* Тектоно-седиментаційна еволюція південно-західної частини Українських Флішевих Карпат / Гнилко О. М., Гнилко С. Р., Генералова Л. В. // Науковий вісник Національного гірничого університету – 2015. – № 2. – С. 5–13.
11. *Гнилко С., Гнилко О.* Ранньоеоценові аглютиновані форамініфери і седиментологічні особливості формування флішу Монастирцького та Скибового покриттів Українських Карпат / Гнилко С., Гнилко О. // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2010. – № 1 (150). – С. 43–59.
12. *Гнилко С. Р.* Стратиграфія за форамініферами палеоценово-еоценових відкладів внутрішніх флішевих покриттів Зовнішніх Українських Карпат / Гнилко С. Р. // Геол. журнал. – 2015. – № 3. – С. 87–100.
13. *Гнилко С. Р.* Форамініфери і стратиграфія палеоцен-еоценових відкладів Українських Карпат : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук за спеціальністю 04.00.09 – палеонтологія і стратиграфія. – Інститут геологічних наук НАН України, Київ, 2017.
14. *Гнилко О.* Стратиграфія палеоценово-еоценового флішу Свидовецького покриття Українських Карпат / Гнилко О. Гнилко С. // Геол. журнал. – 2012. – № 3. – С. 59–67.
15. *Гнилко О. М.* Про седиментаційні процеси формування флішевих відкладів Українських Карпат / Гнилко О. М. // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. – Київ, 2010. – Вип. 3. – С. 32–37.
16. *Даныш В. В.* Геологія західної частини південного схилу Українських Карпат / Даныш В. В. – Киев : Наук. думка, 1973. – 116 с.
17. *Даныш В. В.* Сопоставление разрезов палеогена Дуклянской зоны Восточных и Западных Карпат / Даныш В. В., Пономарева Л. Д. // Геология Советских Карпат: Сб. науч. тр. – Киев : Наук. думка, 1989. – С. 57–65.
18. Державна геологічна карта України масштабу 1: 200 000. Карпатська серія. Ужгородська група аркушів: М–34–XXIX (Сніна); М–34–XXV (Ужгород), L–34–V (Сату-Маре). Геологічна карта дочетвертинних утворень / Мацьків Б. В., Ковальов Ю. В., Пукач Б. Д. – Київ : Міністерство екології і природних ресурсів України, державне підприємство “Західукргеологія”, 2003. – 2 листи.
19. *Иваник М. М.* Кремнистые микроорганизмы и их использование для расчленения палеогеновых отложений Предкарпатья / Иваник М. М., Маслун Н. В. – Киев : Наук. думка, 1977. – 118 с.
20. *Маслакова Н. И.* Стратиграфия и фауна мелких фораминифер палеогеновых отложений Восточных Карпат / Маслакова Н. И. // Материалы по биостратиграфии западных областей Украинской ССР. – Москва : Госгеолгиздат, 1955. – С. 5–132.
21. *Мятлюк Е. В.* Фораминиферы флишевых отложений Восточных Карпат (мел-палеоген) / Мятлюк Е. В. – Ленинград : Недра, 1970. – 360 с.
22. *Пономарева Л. Д.* Известковые бентосные фораминиферы из шешорского горизонта Украинских Карпат / Пономарева Л. Д. // Палеонтол. Сборник. – 1987. – № 24. – С. 60–65.
23. *Пономарьова Л. Д.* Деякі аспекти відтворення умов осадонагромадження у Карпатському басейні на основі вивчення форамініфер / Пономарьова Л. Д., Гнилко С. Р., Лемішко О. Д. [та ін.] // Звіт про НДР: Тектонічне районування Українських Карпат в світлі сучасних геологіч-

- них концепцій (Інститут геології і геохімії горючих копалин НАНУ, № держреєстрації 0106U002035). – 2010. – С. 75–97.
24. *Розумейко С. В.* О комплексах фораминифер нижнемеловых отложений Дуклянской зоны Карпат / Розумейко С. В. // Палеонтол. сборник. – 1980. – № 17. – С. 21–26.
 25. *Романив А. М.* Известковый наннопланктон меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат / Романив А. М. – Киев : Наук. думка, 1991. – 148 с.
 26. *Сеньковський Ю.* Геологічна палеоокеанографія океану Тетіс / Сеньковський Ю., Григорчук К., Гнідець В., Колтун Ю. – Киев : Наук. думка, 2004. – 172 с.
 27. *Совчик Я. В.* Материалы к палеогеографии палеогенового бассейна Карпат / Совчик Я. В. // Геол. журнал. – 1979. – Вып. 39. – № 5. – С. 36–48.
 28. Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України у двох томах. Т.1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / гол. ред. Гожик П. Ф. – Киев : ІГН НАН України. – Логос, 2013. – 637 с.
 29. *Субботина Н. Н.* Пелагические фораминиферы палеогена юга СССР / Субботина Н. Н. // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. – Москва : Изд-во АН СССР, 1960. – С. 24–36.
 30. *Bubik M.* Cretaceous to Paleogene agglutinated foraminifera of the Bile Karpaty unit (West Carpathians, Czech Republic) / Bubik M. // Grzybowski Foundation Special Publication. – 1995. – № 3. – P. 71–116.
 31. *Dabagian N. V.* Foraminifera from the transition beds between Lower and Upper Cretaceous in the Ukrainian Carpathians / Dabagian N. V. // Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego. – 1969. – Vol. XXXIX, Zeszyt 1–3. Krakow. – P. 213–223.
 32. *Einsele G.* Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget / Einsele G. – Berlin : Springer Verlag, 1992. – 615 p.
 33. *Golonka J.* The Western Outer Carpathians: Origin and evolution / Golonka J., Waškowska A., Ślącza A. // Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften. – 2019. – No. 170 (3–4). – P. 229–254. DOI: 10.1127/zdgg/2019/0193
 34. *Gradstein F. M.* Flysch-type agglutinated foraminifera and the Maastrichtian to Paleogene history of the Labrador and North Seas / Gradstein F. M., Berggren W. A. // Marine Micropaleont. – 1981. – Vol. 6. – P. 211–268.
 35. *Haigh D. W.* Global distribution patterns for mid-Cretaceous foraminiferids / Haigh, D. W. // Journal of Forest Research. – 1979. – No. 9. – P. 29–40.
 36. *Hnylko S.* Foraminiferal stratigraphy and palaeobathymetry of Paleocene–lowermost Oligocene deposits (Vezhany and Monastrets nappes, Ukrainian Carpathians) / Hnylko S., Hnylko O. // Geological Quarterly. – 2016. – Vol. 60. – No. 1 – P. 75–103. DOI: <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1247>
 37. *Hu X.* Upper Cretaceous oceanic red beds (CORBs) in the Tethys: occurrences, lithofacies, age, and environments / Hu X., Jansa L., Wang C. [et al.] // Cretaceous Research. – 2005. – No. 26. – P. 3–20.
 38. *Jenkyns H. C.* Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. / Jenkyns H. C. // Geol. Soc. London. – 1980. – Vol. 137 (2). – P.171–188.
 39. *Kaminski M. A.* Atlas of Paleogene cosmopolitan deep-water agglutinated foraminifera / Kaminski M. A., Gradstein F. M. // Grzybowski Foundation Special Publication. – 2005. – No. 10. – 547 p.
 40. *Kaminski M. A.* Flysch-type agglutinated foraminiferal assemblages from Trinidad: Taxonomy, stratigraphy and paleobathymetry / Kaminski M. A., Gradstein F. M., Berggren W. A. // Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt. – 1988. – No. 41. – P. 155–227.
 41. *Kováč M.* Neogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas / Kováč M., Márton E., Oszczytko N. [et al.] // Global and Planetary Change. – 2017. – No. 155. – P. 133–154. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.07.004>
 42. *Kováč M.* Paleogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas / Kováč M., Plašienka D., Sotak J. [et al.] // Global and Planetary Change. – 2016. – No. 140. – P. 9–27. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.03.007>

43. *Krasheninnikov V. A.* Upper Cretaceous benthonic agglutinated foraminifera, Leg 27, DSDP / V. A. Krasheninnikov // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. – 1974. – Vol. 27. – P. 63–661.
44. *Kuhnt W.* Upper Cretaceous deep-water agglutinated benthic foraminiferal assemblages from the western Mediterranean and adjacent areas / Kuhnt W., Kaminski M. // Cretaceous of the western Tethys. Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen. – Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1989. – P. 91–120.
45. *Murray J. W.* A method of determining proximity of marginal seas to an ocean / Murray J. W. // Marine Geology. – 1976. – No. 22. – P. 256–284.
46. *Olszewska B.* A paleoecological interpretation of the Cretaceous and Paleogene foraminifera of the Polish Outer Carpathians / Olszewska B. // Biuletyn Instytutu Geologicznego. – 1984. – Vol. 346. – P. 7–62. (in Polish).
47. *Olszewska B.* Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geohistory / Olszewska B. // Annales Societatis Geologorum Poloniae. – 1997. – Vol. 67. – P. 325–337.
48. *Oszczypko N.* Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i Pienińskiego pasa skałkowego / Oszczypko N., Uchman A. & Malata E. (Red.). – Kraków : Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego. – 2006. – 199 s.
49. *Oszczypko N.* Late Jurassic–Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland) / Oszczypko N. // Geological Quarterly. – 2006. – Vol. 50, No. 1. – P. 169–194.
50. *Picha F. J.* Carpathian and their foreland: Geology and hydrocarbon resources / Picha F. J., Golonka J. (Eds.). // AAPG Memory. – 2005. – Vol. 84.
51. *Ponomaryova L. D.* Foraminifera and sedimentary paleoenvironment of the Lower Cretaceous Black Shale formation (Ukrainian Carpathians) / Ponomaryova L. D., Gnylko O. M. // Mineralia Slovaca. – 1997. – No. 4–5 (29). – P. 333.
52. The Geologic Time Scale 2012 / F. M. Gradstein J. G. Ogg, M. D. Schmitz, G. M. Ogg. – Boston, USA, Elsevier, 2012. – 1144 p.
53. *Wagreich M.* Cretaceous Oceanic Red Beds (Corbs) in the Austrian Eastern Alps: passive-margin Vs. active-margin depositional settings / Wagreich, M., Neuhuber, S., Egger, H. [et al.] // SEPM (Society for Sedimentary Geology). – 2009. – No. 91. – P. 73–88.

REFERENCES

1. *Andreyeva-Grigorovich A. S.* Nannoplankton i dinotsisty pogranichnykh eotsen-oligotsenovykh otlozheniy Karpat / Andreyeva-Grigorovich A. S. // Paleontol. sbornik. – 1987. – № 24. – S. 76–83.
2. *Andreyeva-Grigorovich A. S.* Obyasnitel'naya zapiska k regional'noy stratigraficheskoy skheme paleogenovykh otlozheniy Ukrainskikh Karpat / Andreyeva-Grigorovich A. S., Vyalov O. S., Gavura S. P. [i dr.]. – Kiyev, 1984. – 50 s. – (Preprint AN USSR, In-t. geol. Nauk ; № 84–19).
3. *Andreyeva-Grigorovich A. S.* Opornyie razrezy pogranichnykh slojev eotsena i oligotsena Duklyanskoy i Marmaroshskoy zon / Andreyeva-Grigorovich A. S., Gruzman A. D., Lozynyak P. Yu., Smirnov S. Ye. // Paleontol. sbornik. – 1987. – № 24. – S. 33–38.
4. *Venglinskiy I. V.* K biostratigrafii melovykh i paleogenovykh otlozheniy Duklyanskoy zony Ukrainskikh Karpat / Venglinskiy I. V., Rozumeyko S. V., Smolinskaya N. I. // Sbornik statey po zakonchenym nauchno-issledovatel'skim rabotam IGGGI AN USSR. – 1977 – Vyp. 10 – S. 2–8.
5. *Vyalov O. S.* Ob'yasnitel'naya zapiska k regional'noy stratigraficheskoy skheme melovykh otlozheniy Ukrainskikh Karpat / Vyalov O. S., Andreyeva-Grigorovich A. S., Gavura S. P. [i dr.]. – L'vov, 1989. – 51 s.
6. *Vyalov O. S.* Istoriya geologicheskogo razvitiya Ukrainskikh Karpat / Vyalov O. S., Gavura S. P., Danysh V. V. [i dr.]. – Kiyev : Nauk, dumka, 1981. – 180 s.

7. *Vyalov O. S.* Stratotipy melovykh i paleogenovykh otlozheniy Ukrainskikh Karpat / Vyalov O. S., Gavura S. P., Danysh V. V. [i dr.]. – Kiyev : Nauk, dumka, 1988. – 204 s.
8. *Glushko V. V.* Geologicheskoye stroyeniye i goryuchiye iskopayemye Ukrainskikh Karpat / Glushko V. V., Kruglov S. S. (Red.). – Moskva : Nedra, 1971. – 389 s.
9. *Hnylko O. M.* Stratyhrafіya ta umovy sedymentatsiyi eotsenovoho flishu Krosnens'koho (Silez'koho) pokryvu Ukrayins'kykh Karpat / Hnylko O. M., Hnylko S. R. // Heol. zhurnal. – 2011. – № 2. – S. 12–24.
10. *Hnylko O. M.* Tektono-sedymentatsiyana evolyutsiya pivdenno-zakhidnoyi chastyny Ukrayins'kykh Flishevykh Karpat / Hnylko O. M., Hnylko S. R., Heneralova L. V. // Naukovyy visnyk Natsional'noho hirnychoho universytetu. – 2015. – № 2. – S. 5–13.
11. *Hnylko S., Hnylko O.* Rann'oeotsenovi ahlyutynovani foraminifery i sedymentolohichni osoblyvosti formuvannya flishu Monastyrets'koho ta Skybovoho pokryviv Ukrayins'kykh Karpat / Hnylko S., Hnylko O. // Heolohiya i heokhimiya horyuchykh kopalyn. – 2010. – № 1 (150). – S. 43–59.
12. *Hnylko S. R.* Stratyhrafіya za foraminiferamy paleotsenovo-eotsenovykh vidkladiv vnutrishnikh flishevykh pokryviv Zovnishnikh Ukrayins'kykh Karpat / Hnylko S. R. // Heol. zhurnal. – 2015. – № 3. – S. 87–100.
13. *Hnylko S. R.* Foraminifery i stratyhrafіya paleotsen-eotsenovykh vidkladiv Ukrayins'kykh Karpat : avtoref. dys. na zdobuttya nauk. stupenya kand. heol. nauk za spetsial'nisty 04.00.09 – paleontolohiya i stratyhrafіya. – Instytut heolohichnykh nauk NAN Ukrayiny, Kyiv, 2017.
14. *Hnylko O.* Stratyhrafіya paleotsenovo-eotsenovoho flishu Svydovets'koho pokryvu Ukrayins'kykh Karpat / Hnylko O. Hnylko S. // Heol. zhurnal. – 2012. – № 3. – S. 59–67.
15. *Hnylko O. M.* Pro sedymentatsiyi protsesy formuvannya flishevykh vidkladiv Ukrayins'kykh Karpat / Hnylko O. M. // Zbirnyk naukovykh prats' Instytut heolohichnykh nauk NAN Ukrayiny. – Kyiv, 2010. – Vyp. 3. – S. 32–37.
16. *Danysh V. V.* Heolohiya zakhidnoyi chastyny pivdennoho skhyly Ukrayins'kykh Karpat / Danysh V. V. – Kyev : Nauk, dumka, 1973. – 116 s.
17. *Danysh V. V.* Sopostavlenniyе razrezov paleogena Duklyanskoy zony Vostochnykh i Zapadnykh Karpat / Danysh V. V., Ponomareva L. D. // Geologiya Sovetskikh Karpat: Sb. nauch. tr. – Kiyev : Nauk. dumka, 1989. – S. 57–65.
18. Derzhavna heolohichna karta Ukrayiny masshtabu 1: 200 000. Karpat-s'ka seriya. Uzhhorods'ka hrupa arkushiv: M-34-XXIX (Snina); M-34-XXV (Uzhhorod), L-34-V (Satu-Mare). Heolohichna karta dochetvertynnykh utvoren' / Mats'kiv B. V., Koval'ov Yu. V., Pukach B. D. – Kyiv : Ministerstvo ekolohiyi i pryrodnykh resursiv Ukrayiny, derzhavne pidpryyemstvo "Zakhidukrheolohiya", 2003. – 2 lysty.
19. *Ivanik M. M.* Kremnistyye mikroorganizmy i ikh ispol'zovaniye dlya raschleneniya paleogenovykh otlozheniy Predkarpat'ya / Ivanik M. M., Maslun N. V. – Kiyev : Nauk. dumka, 1977. – 118 s.
20. *Maslakova N. I.* Stratigrafiya i fauna melkikh foraminifer paleogenovykh otlozheniy Vostochnykh Karpat / Maslakova N. I. // Materialy po biostratigrafii zapadnykh oblastey Ukrainskoy SSR. – Moskva : Gosgeolizdat, 1955. – S. 5–132.
21. *Myatlyuk Ye. V.* Foraminifery flishevykh otlozheniy Vostochnykh Karpat (mel-paleogen) / Myatlyuk Ye. V. – Leningrad : Nedra, 1970. – 360 s.
22. *Ponomareva L. D.* Izvestkovyye bentosnyye foraminifery iz sheshorskogo gorizonta Ukrainskikh Karpat / Ponomareva L. D. // Paleontol. sbornik – 1987. – N 24. – S. 60–65.
23. *Ponomar'ova L. D.* Deyaki aspekty vidtvorenniya umov osadonahromadzhennya u Karpat-s'komu baseyni na osnovi vyvchennya foraminifer / Ponomar'ova L. D., Hnylko S. R., Lemishko O. D. [i in.] // Zvit pro NDR: Tektonichne rayonuvannya Ukrayins'kykh Karpat v svitli suchasnykh heolohichnykh kontseptsiy (Instytut heolohiyi i heokhimiya horyuchykh kopalyn NANU, N derzhreestratsiyi 0106U002035). – 2010. – S. 75–97.
24. *Rozumeyko S. V.* O kompleksakh foraminifer nizhnemelovykh otlozheniy Duklyanskoy zony Karpat / Rozumeyko S. V. // Paleontol. sbornik. – 1980. – N 17. – C. 21–26.

25. Romaniv A. M. Izvestkovyy nannoplankton melovykh i paleogenovykh otlozheniy Ukrainiskikh Karpat / Romaniv A. M. – Kiyev : Nauk. dumka, 1991. – 148 s.
26. Sen'kovs'kyy Yu. Heolohichna paleookeanohrafiya okeanu Tetis / Sen'kovs'kyy Yu., Hryhorchuk K., Hnidets' V., Koltun Yu. – Kyev : Nauk. dumka, 2004. – 172 s.
27. Sovchik Ya. V. Materialy k paleogeografii paleogenovogo basseyna Karpat / Sovchik Ya. V. // Geol. zhurnal. – 1979. – Vyp. 39. – № 5. – S. 36–48.
28. Stratigrafiya verkhn'ogo proterozoyu ta fanerozoyu Ukraini u dvokh tomakh. T.1: Stratigrafiya verkhn'ogo proterozoyu, paleozoyu ta mezozoyu Ukraini / golovniy red. Gozhik P. F. – Kiyev : IGN NAN Ukraini. – Logos, 2013. – 637 s.
29. Subbotina N. N. Pelagicheskiye foraminifery paleogena yuga SSSR / Subbotina N. N. // Paleogenovyye otlozheniya yuga Yevropeyskoy chasti SSSR. – Moskva : Izd-vo AN SSSR, 1960. – S. 24–36.
30. Bubik M. Cretaceous to Paleogene agglutinated foraminifera of the Bile Karpaty unit (West Carpathians, Czech Republik) / Bubik M. // Grzybowski Foundation Special Publication. – 1995. – № 3. – P. 71–116.
31. Dabagian N. V. Foraminifera from the transition beds between Lower and Upper Cretaceous in the Ukrainian Carpathians / Dabagian N. V. // Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego. – 1969. – Vol. XXXIX, Zeszyt 1–3. Krakow. – P. 213–223.
32. Einsele G. Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget / Einsele G. – Berlin : Springer Verlag, 1992. – 615 p.
33. Golonka J. The Western Outer Carpathians: Origin and evolution / Golonka J., Waškowska A., Ślaczka A. // Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft f'r Geowissenschaften. – 2019. – No. 170 (3–4). – P. 229–254. DOI: 10.1127/zdgg/2019/0193
34. Gradstein F. M. Flysch-type agglutinated foraminifera and the Maastrichtian to Paleogene history of the Labrador and North Seas / Gradstein F. M., Berggren W. A. // Marine Micropaleont. – 1981. – Vol. 6. – P. 211–268.
35. Haigh D. W. Global distribution patterns for mid-Cretaceous foraminiferids / Haigh D. W. // Journal of Forest Research. – 1979. – No. 9. – P. 29–40.
36. Hnylko S. Foraminiferal stratigraphy and palaeobathymetry of Paleocene–lowermost Oligocene deposits (Vezhany and Monastrets nappes, Ukrainian Carpathians) / Hnylko S., Hnylko O. // Geological Quarterly. – 2016. – Vol. 60. – No. 1. – P. 75–103. DOI: <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1247>
37. Hu X. Upper Cretaceous oceanic red beds (CORBs) in the Tethys: occurrences, lithofacies, age, and environments / Hu X., Jansa L., Wang C. [et al.] // Cretaceous Research. – 2005. – No. 26 – P. 3–20.
38. Jenkyns H. C. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans / Jenkyns H. C. // Geol. Soc. London. – 1980. – Vol. 137 (2). – P.171–188.
39. Kaminski M. A. Atlas of Paleogene cosmopolitan deep-water agglutinated foraminifera / Kaminski M. A., Gradstein F. M. // Grzybowski Foundation Special Publication. – 2005. – No. 10. – 547 p.
40. Kaminski M. A. Flysch-type agglutinated foraminiferal assemblages from Trinidad: Taxonomy, stratigraphy and paleobathymetry / Kaminski M. A., Gradstein F. M., Berggren W. A. // Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt. – 1988. – No. 41. – P. 155–227.
41. Kováč M. Neogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas / Kováč M., Márton E., Oszczypko N. [et al.] // Global and Planetary Change. – 2017. – No. 155. – P 133–154. doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.07.004
42. Kováč M. Paleogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas / Kováč M., Plašienka D., Sotak J. [et al.] // Global and Planetary Change. – 2016. – No. 140. – P. 9–27. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.03.007>
43. Krasheninnikov V. A. Upper Cretaceous benthonic agglutinated foraminifera, Leg 27, DSDP / V. A. Krasheninnikov // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. – 1974. – Vol. 27. – P. 63–661.

44. *Kuhnt W.* Upper Cretaceous deep-water agglutinated benthic foraminiferal assemblages from the western Mediterranean and adjacent areas / Kuhnt W., Kaminski M. // Cretaceous of the western Tethys. Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tubingen. – Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1989. – P. 91–120.
45. *Murray J. W.* A method of determining proximity of marginal seas to an ocean / Murray J. W. // Marine Geology. – 1976. – No. 22. – P. 256–284.
46. *Olszewska B.* A paleoecological interpretation of the Cretaceous and Paleogene foraminifers of the Polish Outer Carpathians / Olszewska B. // Biuletyn Instytutu Geologicznego. – 1984. – Vol. 346. – P. 7–62 (in Polish).
47. *Olszewska B.* Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geohistory / Olszewska B. // Annales Societatis Geologorum Poloniae. – 1997. – Vol. 67. – P. 325–337.
48. *Oszczypko N.* Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i Pienińskiego pasa skałkowego / Oszczypko N., Uchman A. & Malata E. (Red.). – Kraków : Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego. – 2006. – 199 s.
49. *Oszczypko N.* Late Jurassic–Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland) / Oszczypko N. // Geological Quarterly. – 2006. – Vol. 50, No. 1. – P. 169–194.
50. *Picha F. J.* Carpathian and their foreland: Geology and hydrocarbon resources / Picha F. J., Golonka J. (Eds.). // AAPG Memory. – 2005. – Vol. 84.
51. *Ponomaryova L. D.* Foraminifera and sedimentary paleoenvironment of the Lower Cretaceous Black Shale formation (Ukrainian Carpathians) / Ponomaryova L. D., Gnylko O. M. // Mineralia Slovaca. – 1997. – No. 4–5 (29). – P. 333.
52. The Geologic Time Scale 2012 / F. M. Gradstein J. G. Ogg, M. D. Schmitz, G. M. Ogg. – Boston, USA, Elsevier, 2012. – 1144 p.
53. *Wagreich, M.* Cretaceous Oceanic Red Beds (Corbs) in the Austrian Eastern Alps: passive-margin Vs. active-margin depositional settings / Wagreich, M., Neuhuber, S., Egger, H. [et al.] // SEPM (Society for Sedimentary Geology). – 2009. – No. 91. – P. 73–88.

**STRATIGRAPHY AND SEDIMENTARY ENVIRONMENTS OF THE
CRETACEOUS-PALEOGENE FLYSCH DEPOSITS OF THE DUKLA NAPPE
(UKRAINIAN CARPATHIANS) BY STUDY OF SMALL FORAMINIFERS AND
SEDIMENTOLOGICAL DATA**

O. Hnylko, S. Hnylko and R. Marchenko

*Institute of Geology and Geochemistry of NAS of Ukraine,
3 a, Naukova Str., Lviv, Ukraine, 79060,
ohnilko@yahoo.com*

The article aim is to generalize the stratigraphy and to reconstruct the depths and some processes of sedimentation of the deposits located in the southwestern part of the Ukrainian Carpathians in the Dukla tectonic Unit (Nappe) according to the analysis of the small foraminifera and sedimentological data. This is an actual both theoretical and practical problem, as it allows to improve the prognosis of the flysch lithofacies location as the potential hydrocarbon reservoirs. The presented work describes the stratigraphy of the Dukla Unit deposits, which form a continuous stratigraphic succession from the Albian to the Oligocene. Cenomanian-Turonian, Cretaceous-Paleogene (Maastrichtian-Danian) and Eocene-Oligocene

boundaries are proved micropaleontologically in the Dukla sedimentary succession. The boundary between Cenomanian and Turonian is expressed lithologically by the lower boundary of the cherry-red mudstones with the green rocks. The Maastrichtian - Danian boundary is marked in the uniform flysch by the disappearance of the Cretaceous *Globotruncanita*, *Abathomphalus* and the appearance of the Paleogene *Globoconusa*, *Parasubbotina*, *Globanomalina*, *Praemurica*, which corresponds to global changes at the Cretaceous-Paleogene boundary. The Eocene – Oligocene boundary is fixed into the “Globigerina Marl”.

The Dukla sedimentary succession is a typical flysch which had been accumulated by the catastrophic turbidite and other gravitational flows and by the (hemi)pelagic “particle by particle” clay sedimentation, as our research has shown. The clay sediments were enriched with the buried in situ benthic and planktonic microfauna, the analysis of which allowed us to reconstruct the changes in the paleobathymetry of the flysch basin. Bulk of the Cretaceous and Paleocene-Eocene (up to latest Eocene) Dukla flysch succession is enriched with agglutinated foraminifers of the genera *Silicobathysiphon*, *Nothia*, *Rhabdammina*, *Hyperammina*, *Ammodiscus*, *Reophax*, *Subreophax*, *Hormosina*, *Caudammina*, *Haplophragmoides*, *Recurvoides*, *Trochamminoides*, *Paratrochamminoides*, *Reticulophragmium*, *Karrerulina*, belonging to the deep-water agglutinated foraminifera (DWAF) and indicating the bathyal-abyssal depths below the CCD according to the taxonomic composition and morphological features. Admixture of planktonic and/or calcareous benthic foraminifera in some sediments of this age may indicate both the fluctuations in the CCD level (Albian-Cenomanian boundary) and the changes in seabed relief (Paleocene-Eocene). Hemipelagic clay-carbonate deposits of the “Globigerina Marl” (late Late Eocene-Early Oligocene) are enriched with planktonic foraminifera and contain calcareous benthos from the genera *Nodosaria*, *Cibicidoides*, *Oridorsalis*, *Gyroidina*, *Heterolepa*, *Bolivina* indicating paleobasin shallowing. Oligocene deposits are characterized by planktonic and calcareous benthic foraminifera, which identify the open shelf and upper bathyal depths. The turn from the bathyal-abyssal depth to the upper bathyal-sublittoral depth, which took place at the turn of the Eocene and Oligocene, could be caused by synsedimentary tectonic movements - decollement of the flysch masses from its sedimentary substratum and thrusting in the platform direction. The horizontal component of the thrust movements led to shallowing and, subsequently, to the cessation of the sedimentation in the Dukla subbasin at the Oligocene.

Key words: stratigraphy, foraminifera, Cretaceous, Paleogene, turbidites, Ukrainian Carpathians, sedimentological features.

Стаття надійшла до редколегії 28.01.20
Прийнята до друку 08.02.20