

УДК 551.76,77: 551.86,87(477.8)

СТРАТИГРАФІЯ ТА УМОВИ НАКОПИЧЕННЯ ЧОРНОСЛАНЦЕВИХ ТОВЩ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Олег Гнилко¹, Світлана Гнилко¹, Ксенія Наварівська²

¹Інститут геології та геохімії горючих корисних копалин НАН України, Наукова, 3а, Львів, Україна, 79060; ²Львівський національний університет імені Івана Франка, вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
e-mail: ohnilko@yahoo.com

Узагальнено та доповнено матеріали зі стратиграфії відкладів Українських Карпат, які містять чорносланцеві потенційно нафтогенеруючі товщі, вперше виконано їх зіставлення з сучасною Шкалою геологічного часу, доповнено та уточнено реконструкції умов осадконакопичення за аналізом дрібних форамініфер та седиментологічними даними. В нижній крейді чорносланцеві утворення представлені спаською та шипотською світами (Бориславсько-Покутський, Скибовий, Сілезький, Дуклянський, Черногорський, Свидовецький та Красношорський покриви), а також нижньою частиною тисальської світи (Пенінська зона), у верхній – березнянською світою (Дуклянський покрив), в еоцені – сойменською світою (Сілезький покрив), в олігоцені-міоцені – менілітовою світою та її аналогами, поширеними в більшості тектонічних елементів Карпат.

Більша частина відкладів, які містять чорні сланці, накопичена турбідитними та іншими гравітаційними потоками. (Гемі) пелагічна седиментація була фоною, за недостаті кисню глинисті осади збагачувались органічною речовиною, надаючи седиментам чорний колір, а за покращення аерації накопичувались світліші осади із залишками бентосу. Відповідно до вивчення мікрофауни і седиментологічних ознак, глибини частин Карпатського басейну, де осаджувались збагачені органікою майбутні чорносланцеві утворення, змінювались від батіальних вище CCD в баремі (нижні частини спаської і шипотської світ) до батіально-абісальних переважно нижче CCD в апті (верхні частини шипотської і спаської світ). Глибоководна турбідитна седиментація продовжувалась і в пізній крейді (березнянська світа) та еоцені (сойменська світа). В кінці еоцену відбулась зміна глибини басейну від батіально-абісальної до верхньобатіально-субліторальної (горизонт “глобігерінових мергелів” межі еоцену-олігоцену та олігоцену менілітова світа).

Чорні сланці приурочені або до певних стратиграфічних рівнів (нижня крейда, олігоцен), або до окремих тектонічних елементів (верхня крейда Дуклянського покриву, чорний еоцен Сілезького покриву). Відповідно, їх накопичення пов’язано, або з домінуючим впливом глобальних (аноксичні події ранньої крейди), регіональних (ізоляція Карпатського басейну внаслідок колізійних процесів у районі майбутніх Альп і утворення Паратетису в олігоцені), або ж місцевих (наявністю внутрішньобасейнових піднять, які затруднювали циркуляцію придонних, збагачених киснем, течій в пізній крейді та еоцені) факторів.

Ключові слова: чорні сланці, стратиграфія, форамініфери, крейда, палеоген, турбідити, Українські Карпати.

Вступ. Збагачені органічною речовиною тонколистуваті аргіліти (чорні сланці) в Українських Карпатах розвинені, головню, серед нижньокрейдових (спаська, шипотська світи) та олігоценових (менілітова світи) відкладів, характеристику яких, як можливих джерел вуглеводнів, наведено в [16, 41, посилання там само]. Вважають, що головним джерелом нафти і газу у Карпатах є чорносланцеві товщі менілітової світи (олігоцен – нижній міоцен) [23, 31, 39]. Загальний вміст органічного вуглецю (англ. TOC – Total Organic Carbon) у чорних сланцях менілітової світи в зовнішніх (північно-східних) тектонічних елементах Карпат сягає 20 %, хоча в середньому варіює між 4 і 8 %. [41]. Додатковим джерелом можуть бути нижньокрейдові, збагачені органікою, товщі, де вміст TOC зазвичай перевищує 2 % і може сягати 8 % [41].

Проте у Карпатах чорні сланці відомі не тільки в олігоцені та нижній крейді. Вони наявні і в еоценових відкладах Сілезького покриву [28]. В Польських Карпатах у так званому “чорному еоцені” Сілезького покриву вміст TOC сягає 1–2 % [43]. Темний до чорного фліш зі збагаченими органікою глинистими породами розвинений місцями (зокрема Дуклянський покрив) і у верхній крейді (березнянська світи). У Внутрішніх Карпатах поширені аналоги менілітової світи, тут також відомі чорні глинисті відклади серед крейдових утворень тисальської світи [8].

Стратиграфічні побудови для відкладів Українських Карпат, які містять потенційно нафтогенеруючі, збагачені органічною речовиною товщі, розробляло багато дослідників. У другій половині XIX ст. такі дослідження проводили К. Пауль, С. Тітце, Й. Гжибовський та інші, в першій половині XX – Д. Андрусов, Б. Свідерський, Б. Кропачек, В. Роголя, Б. Буяльський, Ф. Беда, М. Сізанкур та інші, після Другої світової війни – О. С. Вялов, О. В. Мятлюк, Н. І. Маслакова, В. В. Глушко, Я. О. Кульчицький, О. В. Максимов та інші, а після 60-х років XX ст. – А. С. Андреева-Григорович, С. П. Гавура, А. Д. Грузман, Н. В. Дабагян, В. В. Даниш, Г. Д. Досін, М. М. Іванік, С. С. Круглов, Н. В. Маслун, Л. Д. Пономарьова та інші (див. [8, посилання там само]).

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 та інші. Умови формування флішу Українських Карпат з використанням актуалістичних моделей, зокрема із застосуванням “турбідитної” концепції, почали розглядати, починаючи з 60-х років минулого століття у працях Л. В. Лінецької, М. А. Беєра, М. А. Вуля, Я. О. Кульчицького, Ю. М. Сеньковського, А. С. Пилипчука та інших. Палеоекологічні дослідження дрібних форамініфер як ефективних показників умов середовища виконували для мікрофауни з відкладів Бориславсько-Покутського, Скибового покривів [15, 17] та південного схилу Українських Карпат [7, 20]. Особливу увагу надавали дослідженню межі еоцену й олігоцену в Українських Карпатах [2, 5], зокрема було з’ясовано, що пізньоеоценовий басейн був відкритим морем з нормально соленими водами і за температурним режимом, що відповідав сучасній тропічній області. Досліджували ранньокрейдові відклади шипотської світи, що містять чорносланцеві утворення – зроблено висновок, що вони формувались у глибоководних умовах які змінювалися від батіальних до абісальних [40].

Аналіз седиментологічних особливостей і дрібних форамініфер крейди-еоцену Українських Карпат показав їхнє загалом глибоководне походження [13, 27, посилання там само].

Мета нашої статті – узагальнення та доповнення стратиграфії відкладів Українських Карпат, які містять чорносланцеві утворення, зіставлення їх зі Шкалою геологічного часу, а також реконструкція глибин і деяких процесів седиментації за аналізом мікрофосилій та седиментологічними даними. Матеріалом є як власні польові і лабораторні дослідження, так і літературні джерела. Літостратиграфічні підрозділи (світи, горизонти) виділені відповідно до стратиграфічних схем [4, 10, 21] та описів стратотипових розрізів світ [8]. Вік відкладів обґрунтовано переважно нанопланктонними зонами (за опублікованими даними А. С. Андреевої-Григорович і А. М. Романів) та форамініферами (зони, характерні види) за літературними і власними матеріалами. Необхідно зауважити, що в статті проаналізовані не всі чорносланцеві товщі Українських Карпат, зокрема, ранньокрейдова рахівська світа, пізньокрейдова лолінська світа та деякі інші стратони нами тут не розглянені.

Геологічне положення.

Зовнішні (Флішові) Карпати складені потужним комплексом крейдово-міоценового флішу, зірваного зі своєї седиментаційної основи, який складає ряд тектонічних одиниць (покривів) (рис. 1). Систему цих покривів розглядають як крейдово-міоценову акреційну призма, утворену за субдукції основи Зовнішньокарпатського флішового басейну під мікроконтиненти океану Тетис (мікроконтиненти зараз складають терейни Алькапа та Тися-Дакія (див. рис. 1), які виходять на поверхню як метаморфічні масиви Внутрішніх Карпат). Зовнішньокарпатський басейн розміщувався між активними окраїнами цих мікроконтинентів і пасивною окраїною Євразії, в цьому басейні існувало ряд піднять – так званих “кордильєр”. Відклади крейди-палеогену Внутрішніх Карпат накопичувались на схилах мікроконтинентів чи між ними [12, 27, 33, посилання там само].

Чорносланцеві товщі у Карпатах приурочені або до певних стратиграфічних рівнів (нижня крейда, олігоцен), або до певних тектонічних елементів (чорний еоцен Сілезького покриву, верхня крейда Дуклянського покриву) (рис. 2). Відповідно, їх накопичення пов’язано, або з домінуючим впливом глобальних/регіональних, або ж місцевих факторів.

Стратиграфія

Нижня крейда. Барем-альб

Чорні, збагачені органічною речовиною, аргіліти приурочені до флішових відкладів спаської (Бориславсько-Покутський та Скибовий покриви) та шипотської (Сілезький, Дуклянський, Чорногорський, Свидовецький та Красношорський покриви – див. рис. 1) світа. Вони регіонально розвинені у Карпатах, за винятком деяких флішових одиниць, прилеглих до Мармароського масиву.

Спаська світа (пот. до 200 м) складена переважно геміпелагічними утвореннями (темні до чорних аргіліти, прошарки силіцитів) з пропластками дрібнозернистих турбідитів (алевроліти, “склисті” пісковики). В басейні р. Дністер у середній частині світи розвинена товща (пот. до 60–70 м) масивних і товстошаруватих сірих пористих “тершівських пісковиків”, які завдяки звітрювання розсипаються в пісок. Вони формують окремі скелі (рис. 3). За текстурними ознаками віднесені до відкладів високогустинних турбідитних і зернових потоків. Спаська світа перекрита мергелистими, переважно геміпелагічними, утвореннями головнинської світи або (місцями) червоними і зеленими аргілітами та мергелями ілемкинської світи. Нижня межа світи зрізана насувами (поверхня зриву флішу Зовнішніх Карпат з седиментаційної основи) [9].

У нижній частині спаської світи знайдено амоніти і белемніти барем-аптського віку, у верхній частині – альбські форамініфери *Reophax minutus* Tarran, *Plectrocurvoides alternans* Noth, *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi) [8].

Шунотська світа (пот. до 500–600 м) у типовому вигляді представлена в нижній частині (підсвіті) геміпелагітами (чорні аргіліти), відкладами течій і слабких турбідитних потоків (алевроліти), а у верхній – “класичними” турбідитами з текстурами типу T_{abcde} , T_{bcde} (темний фліш зі “склистими” пісковиками) (рис. 4). Іноді у верхах світи простежується горизонт зелених кременів (вірогідно, радіоляритів). Серед уламкового матеріалу

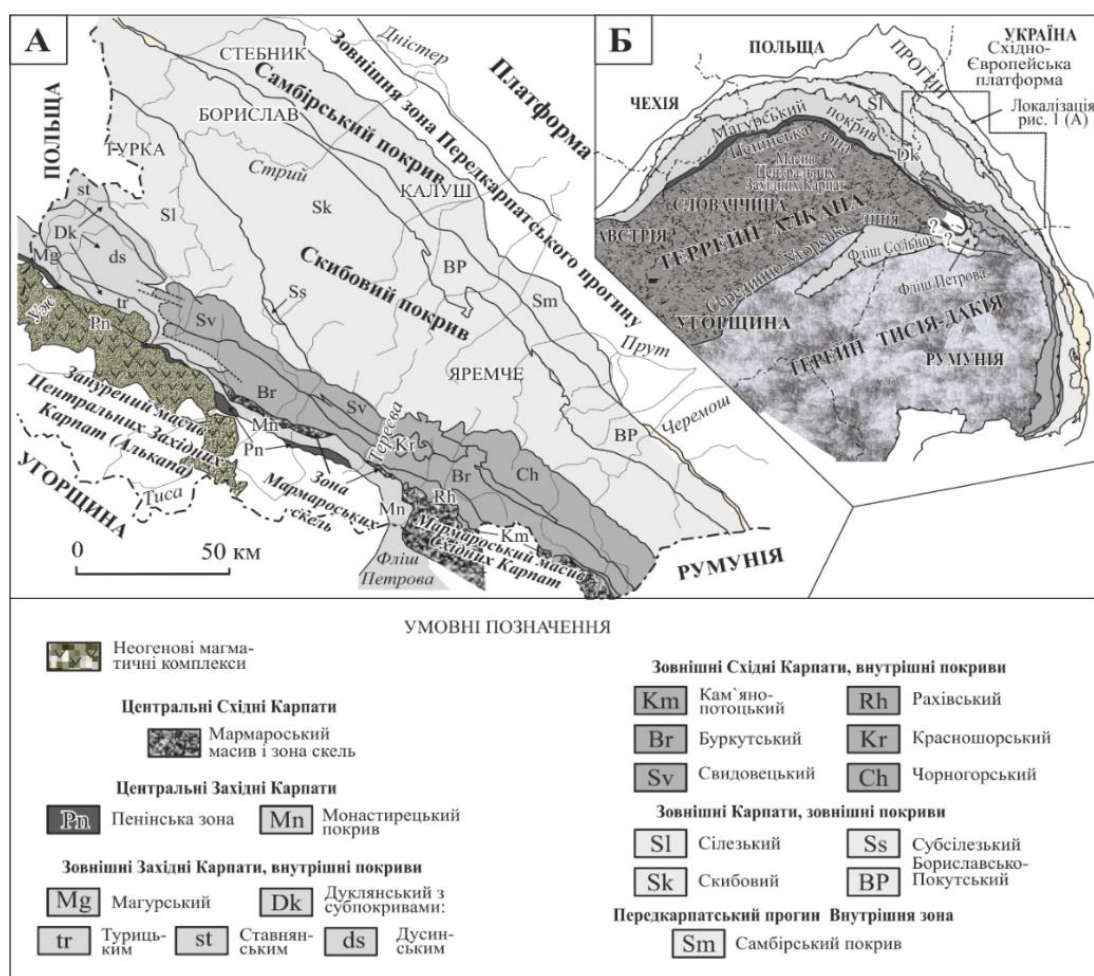


Рис. 1. Тектонічна схема (А) та геологічна позиція (Б) Українських Карпат (за [12, 22, 33, 42], зі змінами)

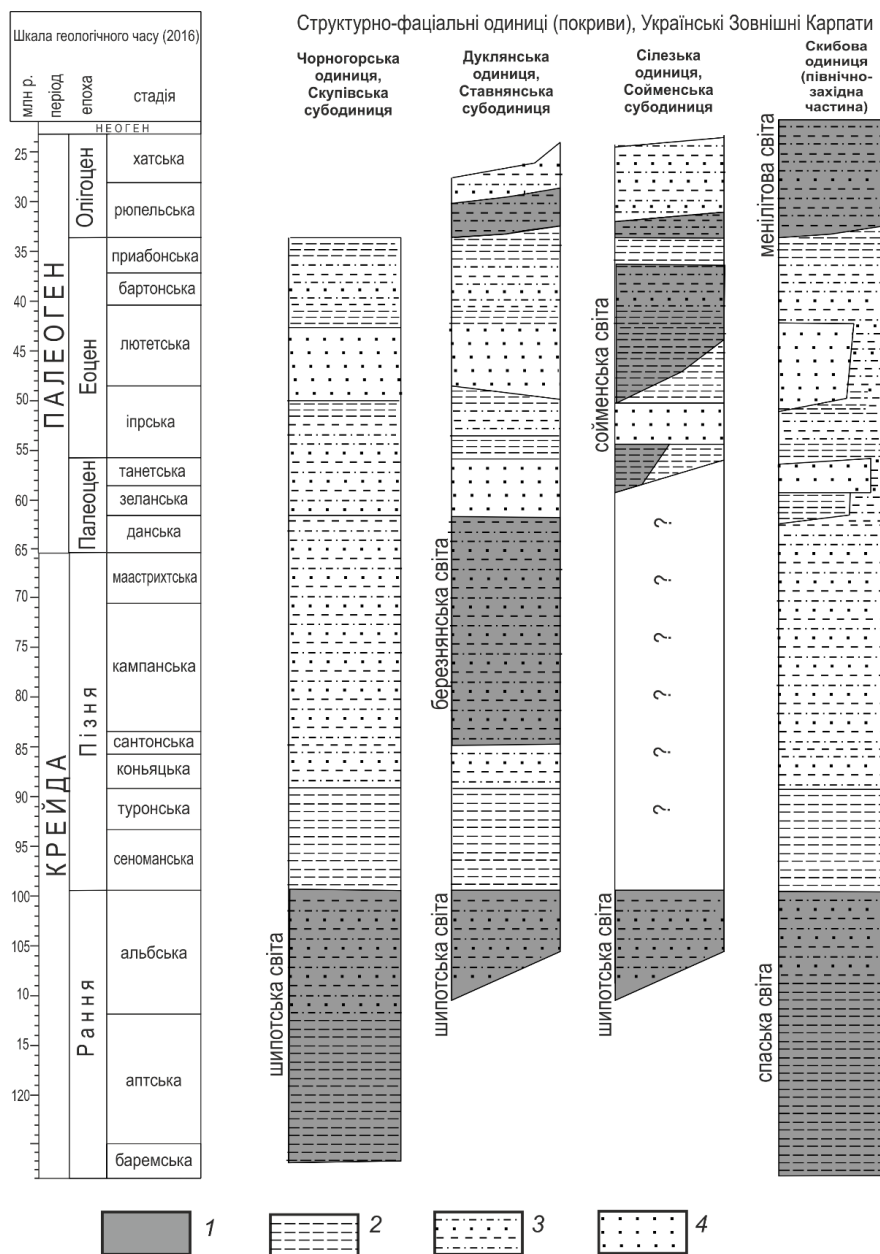


Рис. 2. Стратиграфічне положення чорносланцевих товщ у деяких розрізах крейди-палеогену Українських Карпат:

1 – чорносланцеві товщі; 2 – (гемі)пелагічні відклади з переважанням аргілітів, мергелів; 3 – ритмічні флішові відклади (переважно турбідити); 4 – пісковики.



Рис. 3. Відслонення “тершівських пісковиків” спаської світи, Скибовий покрив.
Басейн р. Дністер поблизу сіл Спас і Тершів, Львівська обл.



Рис. 4. Відслонення порід шипотської світи, передова частина Чорногорського покриву.
Лівий берег р. Білий Черемош, с. Яблониця, Івано-Франківська обл.

в пісковиках і алевролітах домінує кварц, наявні зерна глауконіту, цемент у них кремений, що визначає "скликий вигляд" шипотських утворень. Шипотська світа перекрита строкатими (зеленими та червоними) аргілітами яловецької світи, або ж (в Субсілезькій одиниці) переважно червоними глинистими сланцями і мергелями пізньокрейдово-палеоценової голятинської товщі. Нижня її межа, як і спаської, зрізана насувами. У нижньошипотській підсвіті знайдено амоніти баремського і аптського віку. Верхньошипотська підсвіта охарактеризована альбськими форамініферами *Hedbergella planispira* (Garpan), *H. infracretacea* (Glaessner), *Plectrocurvoidea alternans* (Noth) [8].

Апт-сеноман

Тисальська світа (пот. близько 145 м) розвинена в Пенінській зоні і представлена переважно геміпелагічними глинисто-карбонатними утвореннями. Нижній контакт світи неясний (переважно тектонічний), а верхній – поступовий перехід до червоних пухівських мергелів. У стратотиповому розрізі тисальської світи (потік Тисало, басейн р. Лужанка, Закарпатська обл.) у нижній її частині переважають темно-сірі до чорних мергелі (60 м), а у верхній – темно-сірі, зеленкуваті, а іноді й червоні їх відміни. [8].

Відклади апту виявлено у верхів'ях р. Свалявка [10]. В стратотиповому розрізі по потоку Тисало визначено зони (Н. В. Дабагян): **Planogyrina gaultina** (верхній альб); **Planogyrina gaultina-Thalmaninella ticinensis** (верхній альб); **Thalmaninella appeninica** (нижній сеноман); **Thalmaninella deecke** (верхній сеноман) [8].

Верхня крейда–палеоцен. Сантон–даній

Березнянська світа містить чорні сланці і мергелі в складі флішових утворень. Світа розвинена в межах Дуклянського покриву (див. рис. 1). Вона згідно залягає на строкатих глинистих сланцях і тонкоритмічному фліші яловецької світи і нормально перекривається товстошаруватими пісковиками лютської світи. Підрозділена 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} [8, 13].

Вік нижньої частини світи охарактеризований іноцерамами і нанопланктоном [8]. У верхах нижньої підсвіти визначено (Н. В. Дабагян) *Globotruncanita stuarti* (de Laparent) і *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli) пізнього маастрихту, а у верхній підсвіті – *Globoconusa daubjergensis* (Bronnimann), *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer), *Globanomalina compressa* (Plummer), *Praemurica inconstans* (Subbotina) данію [8, 11].

Еоцен

Сойменська світа розвинена в межах Сілезького покриву. Вона згідно перекрита менілітовою світою, а її нижні контакти тектонічні. В басейні р. Ріка поблизу м. Сойми складена темним до чорного середньоритмічним флішем (середньозернистими турбідами), місцями з потужними пластами суттєво кварцових пісковиків (вірогідно, відкладів зернових потоків). Наявні прошарки аргілітів, які характеризуються тонко-, паралельношаруватими і гомогенними текстурами, що свідчать про (гемі)пелагічне походження. Аргіліти темно-сірі, темно-зелені і чорні, причому чорні відміни домінують. Ці відклади загалом є бідними на органічні рештки. Поблизу с. Келечин знайдено аглютиновані форамініфери, серед них *Rzehakina minima* Cushman et Renz і *Re-*

curvoides varius Mjatluk (палеоцен), численні *Glomospira charoides* (Jones et Parker) і *G. gordialis* (Jones et Parker), які свідчать про близькість межі палеоцену-еоцену [28].

У верхів'ях басейнів рік Стрий і Латориця сойменська світа розвинена в структурі Сможе і підрозділена на три підсвіти [28, посилання там само]. Нижня підсвіта (пот. відслоненої частини ~200 м) представлена тонко- і середньоритмічним чергуванням чорних і зелених аргілітів, сірих аргілітів, алевролітів, дрібно-, середньозернистих пісковиків. Породам притаманні турбідитні текстури Боума T_{cde} , T_{bede} . Чорні і зелені аргіліти характеризуються тонкопаралельними текстурами, що свідчить про їхнє (гемі)пелагічне походження.

Середня підсвіта (пот. ~350–400 м) складена товстошаруватими різнозернистими пісковиками, іноді гравелітами. Характеризується масивними і пудинговими текстурами, що свідчить про їх нагромадження зерновими чи високогустинними турбідитними потоками.

Верхня підсвіта (пот. ~200 м) виражена тонко- рідше середньоритмічним перешаруванням чорних і зелених аргілітів, алевролітів, дрібно- і середньозернистих пісковиків. Подібна до нижньої підсвіти і характеризується такими самими текстурними ознаками. У деяких відслоненнях простежуються горизонти (потужністю до перших метрів) відкладів грязекам'яних потоків (англ. *debris-flow deposits*) з уламками флішових порід.

Зауважимо, що в сойменській світі структури Сможе значно зменшується кількість прошарків чорних аргілітів і збільшується кількість зелених аргілітів порівняно з відкладами цієї ж світи у басейні р. Ріка.

Відклади містять численні аглютиновані форамініфери у віковому інтервалі від раннього до пізнього еоцену. Нижня підсвіта корелюється з зоною ***Glomospira div. sp.*** (нижня частина нижнього еоцену Польських Карпат) за шкалою Б. Ольшевської [38]. У верхній підсвіті виділені такі зони: ***Reticulophragmium amplexans***, ***Ammodiscus latus***, ***Reticulophragmium rotundidorsatum***. Середня підсвіта не була опробована у зв'язку з відсутністю у пісковиках глинистих прошарків. Положення середньої підсвіти в розрізі (між нижньоєоценовими аргілітами) дозволяє віднести її до нижнього еоцену і зіставити з ценжковецькими пісковиками Сілезького покриву Польських Карпат [28].

У покрівлі сойменської світи розвинений (верхів'я р. Латориця) шешорський горизонт ("глобігерінові мергелі"), що вінчає розріз еоцену. Він виражений темно-сірими і сірими гомогенними і паралельношаруватими мергелями (потужністю 2 м) геміпелагічного походження. Тут, за планктонними форамініферами, виділено [14] зону ***Subbotina corpulenta*** пізнього приабону.

Олігоцен-нижній міоцен

У відкладах цього вікового інтервалу наявні чорносланцеві товщі менілітової світи, які, як уже було зазначено, вважають [23, 31, 39] головним джерелом нафти і газу у Карпатах, а також чорні мергелі дусинської світи.

Менілітова світа розвинена в Бориславсько-Покутському, Скибовому, Сілезькому, Субсілезькому, Дуклянському покривах та передових лусках Свидовецького і Чорногорського покривів Зовнішніх Карпат, а дусинська – як у Зовнішніх (Дуклянський покрив), так і у Внутрішніх (Мармароська зона скель та Мармароський масив) Карпатах.

Менілітова світа згідно залягає на зеленкуватому фліші бистрицької світи та її аналогах і перекривається сірим флішем кросненської або поляницької світ. Між менілітовими і кросненськими утвореннями виділяється перехідна (верецька) світа – пере-

шарування сірих і чорних відкладів. У найбільш зовнішніх (північно-східних) елементах Карпат менілітова світа (потужністю до ~1500 м) підрозділена на три підсвіти.

Нижньоменілітова підсвіта складена у підшві рибницьким [8] (“підроговиковим”) горизонтом (5–10 м) та, вище, – кременевим (“роговиковим”) горизонтом-маркером (5–40 м). *Рибницький горизонт* представлений чорними, темно-сірими аргілітами з лінзами сірих пісковиків. У районі м. Борислав до нього приурочений так званий “бориславський пісковик” – важливий резервуар вуглеводнів. *Кременевий горизонт-маркер* регіонально витриманий, складений тонкошаруватими темно-коричневими і чорними кременями з прошарками скременілих аргілітів, місцями світло-сірих кременистих мергелів і вапняків з лінзами кременів. Вище залягає основна частина нижньої підсвіти – чорні і темно-коричневі невапнисті листуваті аргіліти, іноді з жовтуватими нальотами ярозиту, що перешаровуються з світло-сірими пісковиками, алевролітами, місцями аргілітами. Іноді пісковики формують товстошаруваті пачки (10–150 м), відомі під назвою “клівських” [8]. Це світло-сірі жовтуваті дрібно- і різнозернисті слабкоущільнені псаміти, часто з глауконітом. Подекуди породи переходять у гравеліти з уламками філітів. В пластах сірих пісковиків спостережено текстури Боума T_{abcde} . Чорні листуваті аргіліти та кремені горизонту-маркеру характеризуються паралельношаруватими текстурами, які свідчать про їх геміпелагічне походження. Потужність підсвіти – 100 – 350 м.

Рибницький горизонт охарактеризований нанопланктоном зони NP22 (А. С. Андреева-Григорович), форамініферами *Subbotina vialovi* (Mjatluk), *S. officinalis* (Subbotina), *Tenuitella munda* (Jenkins) [4, 8]. Вище, у нижній підсвіті (включно з нижньокременевим горизонтом), виявлено нанопланктон зони NP23, а у верхах нижньої підсвіти – численні *Cassigerinella chipolensis* (Cushman et Ponton) [4].

Середньоменілітова підсвіта (“лоп’янецька світа”) складена сірими вапнистими аргілітами з прошарками вапнистих пісковиків і чорних невапнистих аргілітів менілітового типу. Місцями (р. Прут) чорні аргіліти майже повністю заміщують сірі аргіліти. Потужність – до 300–400 м.

Підсвіта містить асоціації нанопланктонних зон (А. С. Андреева-Григорович) – **NP23, NP24, NP25** (рюпель-хат), у верхній частині – зони **NN1** (ранній міоцен); форамініфери (А. Д. Грузман) – численні *Turborotalia ampliapertura* (Bolli), *Tenuitella angustiumbilitata* (Bolli), а у верхній частині – *Globigerina ciperoensis* (Bolli), *Paragloborotalia opima* (Bolli), *Cibicidoides lopjanicus* Mjatluk і *Elphidium karpaticum* Mjatluk. У верхах підсвіти з’являються ранньоміоценові форамініфери – *Globigerinoides quadrilobatus primordius* Banner et Blow і *Dentoglobigerina langiana* (Cita et Gelati) [6]. В Покутсько-Буковинських Карпатах, у пачці сіро-зелених аргілітів, які можуть відповідати середній частині менілітової світи, виявлено олігоцену біоту, а у верхах цієї пачки – ранньоміоценовий комплекс планктонних форамініфер та нанопланктон зон **NN2–NN3** [1].

Верхньоменілітова підсвіта – складена темнокоричневими та чорними невапнистими листуватими аргілітами з прошарками сидеритів, алевролітів та пісковиків. Межа середньої та верхньої підсвіт трасується по верхньому кременевому горизонту-маркеру (2–10 м), представленому коричневими тонколамінованими кременями. Підсвіта в басейні р. Чечва містить лінзу (до 60 м) “чечвинських” світло-сірих туфів. У горішній ділянці підсвіти серед чорних аргілітів з’являються прошарки сірих карбонатних глинистих порід поляницького вигляду (р. Чечва та ін.), що фіксує поступовий перехід до

поляницької світи. Потужність підсвіти – понад 1 000 м. Підсвіта чи принаймні більша її частина, на підставі знахідок нанопланктону і форамініфер належить до міоцену [1, 6].

За нанопланктоном і форамініферами, а також геологічним положенням, нижня та середня менілітові підсвіти відповідають рюпелю-хату, в окремих розрізах верхи середньої підсвіти можуть належати до низів міоцену [1, 6]. До міоцену, вірогідно належить і верхня підсвіта. До південного заходу Скибового покриву та в межах більш внутрішніх покривів верхні ланки менілітової світи фаціально заміщуються верецькою та кросненською літофаціями.

Дусинська світа поширена в Зовнішніх Карпатах в межах Дусинського субпокриву Дуклянського покриву, а також у Внутрішніх Карпатах в Мармароській зоні скель та на Мармароському масиві. У стратиграфічному розрізі Дуклянського покриву дусинська світа згідно залягає на сольській світі та перекривається маловиженською. У Внутрішніх Карпатах світа згідно залягає на великобанській чи метовській світі і завершує стратиграфічний розріз тектонічних елементів Внутрішніх Карпат та, місцями, трансресивно перекривається неогеном Закарпатської западини. Складена чорними вапнистими аргілітами і мергелями з масивними гомогенними текстурами, темними до чорних, місцями листуватими менілітоподібними аргілітами, рідше сірими аргілітами, вапняками, прошарками сірих алевролітів, пісковиків, сидеритів. Наявні окремі прошарки (2–20 см) темно-сірих і чорних кременів. Потужність – 200–375 м.

У межах Дусинського субпокриву світа характеризується (А. М. Романів) нанопланктоном зони NP22 [19] та форамініферами (Н. І. Маслакова) – *Globigerina officinalis* Subbotina, *Subbotina vialovi* Mjatluk, *Cibicoides lopjanicus* Mjatluk, *Bolivina antegressa* Subbotina, *B. danvillensis* (Howe et Wallace), *B. aenariensisiformis* Mjatluk [8]. Світа датована раннім олігоценом за нанопланктоном та форамініферами.

Умови осадонакопичення

Більшу частину відкладів крейди-палеогену Карпат, які містять чорні сланці, накопичено турбідитними та іншими гравітаційними потоками, про що свідчать седиментологічні ознаки (зокрема текстури Боума). (Гемі)пелагічна глиниста седиментація типу “частинка за частинкою” була фоновою. При недостатчі кисню глинисті осади збагачувались органічною речовиною, яка не окислювалась й ефективно захоронювалась, надаючи седиментам чорний колір. У таких осадах мікрофауна збіднена, часто погано збережена. В той же час, у розрізах чорносланцевих формацій крейди-еоцену наявні шари глинистих або вапнистих фонових відкладів сірого, зеленого або червоного забарвлень, які осаджувались під час доброї аерації дна басейну. Такі відклади, зазвичай, збагачені рештками дрібних форамініфер, які дають змогу визначати палеобатиметрію. На глибинах батіалі-абісали нижче рівня кальцитової компенсації (англ. *Calcite Compensation Depth* (CCD)) глинисті осади містять захоронені на місці існування (in situ) рештки глибоководних аглютинованих форамініфер (англ. *Deep Water Agglutinated Foraminifera* (DWAF)) [29, 30]. Накопичені вище CCD вапнисті осади збагачені рештками як осаджених планктонних, так і захоронених вапнистих і кременистих бентосних форамініфер [36, 37].

У досліджених відкладах палеоекологічні форамініферові асоціації виділено на підґрунті родового складу та морфологічних особливостей планктонних і бентосних форамініфер.

Барем-альб

Спаська і шипотська світи. Домінують аглютиновані бентосні форамініфери кременистого або вапнисто-кременистого складу. Наявні планктонні і вапнисті бентосні форми. Виділено чотири палеоекологічні асоціації (Л. Д. Пономарьова [18]).

Асоціація “*Marssonella*” (в розумінні Haig [26]) виявлена в найнижчій частині (баррем) спаської світи. Складена вапнистими бентосними форамініферами (*Gavelinella*, *Discorbis*, *Valvulineria*), аглютинованими кременистими з вапнистим цементом (*Falsogaudryinella*, *Gaudryinella*, *Verneulinoides*, *Tritaxia*) та поодинокими планктонними *Hedbergella*. Свідчить про зовнішній континентальний шельф і батіаль вище CCD.

Асоціацію “*Verneulinoides–Gaudryina*” визначено в низах нижньошипотської підсвіти. Складена переважно аглютинованими кременистими з вапнистим цементом форамініферами (*Verneulinoides*, *Gaudryina*). Відповідає асоціації нижнього схилу (англ. “*love slope bathymetric assemblage*”, в розумінні [35]). Притаманна нижній частині континентального схилу і може бути індикатором глибин у межах батіалі (1,5–2 км).

Асоціація флішового типу “*Recurvoides*” (в розумінні [26]) виділена у верхньоспаській та у верхньошипотській підсвітах (альб). Представлена, головню, аглютинованими форамініферами кременистого складу (*Glomospirella*, *Reophax*, *Thalmannammina*, *Recurvoides*, *Plectorecurvoides*, *Haplophragmoides*, *Trochammina*). Це типово глибоководна асоціація (2,5–3,5 км), яка розвивалась нижче CCD в умовах турбідітової седиментації і покращення кисневого режиму в басейні.

Асоціацію океанічного типу (в розумінні [25, 34]) виявлено в нижньошипотській підсвіті (апт). Складена аглютинованими форамініферами кременистого складу, які мають малі розміри черепашок та дрібнозернисту структуру стінки (*Hipocreppina*, *Rhizammina*, *Kalamopsis*, *Saccammina*, *Reophax*, *Ammodiscus*, *Haplophragmoides*, *Trochammina*). Така асоціація розвивалася нижче CCD на глибинах, що перевищували 3,5 км.

У покрівлі шипотської світи (пізній альб) наявні планктонні форамініфери з родів *Thalmaninella* і *Hedbergella*, що свідчить про коливання CCD поблизу межі альбу і сеноману [18].

Верхній альб

Пачка чорних мергелів *тисальської світи* (зона *Hedbergella gaultina*) містить дрібнорослі планктонні форамініфери (*Hedbergella*, *Parathalmaninella*), свідчить про глибини вище від CCD.

Верхня крейда–палеоцен. Сантон–даній

Березнянська світа містить аглютиновані форамініфери кременистого складу, які належать до родів *Rhabdammina*, *Placentammina*, *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*. Глибини басейну – поблизу CCD [13, посилання там само].

Еоцен

Сойменська світа. У вивчених флішевих відкладах поширені аглютиновані бентосні форамініфери, а в “глобігерінових мергелях” містяться численні планктонні форамініфери. Виділено ряд форамініферових асоціацій, які відповідають палеоекологічним асоціаціям, визначених у відкладах крейди-еоцену Тетисного і Атлантичного регіонів [28].

Асоціація “*Recurvoides*” (в розумінні [26]) поширена в зелених аргілітах нижньо-сойменської підсвіти (низи нижнього еоцену). Складена аглютинованими бентосними форамініферами кременистого складу (домінують *Recurvoides* і *Thalmannammina*, наявні

Rhabdammina, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Reophax*, *Trochamminoides*, *Paratrochamminoides*, *Karrerulina*). Черепашки переважно мають малі і середні розміри (0,4–0,7 мм) та середньозернисту структуру стінки. Свідчить про глибини нижче CCD, що відповідають абісали.

Асоціація “*Glomospira*” (= “PTEM *Glomospira* acme event” в розумінні [29]). Поширена в зелених аргілітах нижньосойменської підсвіти (низи нижнього еоцену). Складена переважно представниками родів *Glomospira* і *Ammodiscus*. Свідчить про глибоководні оліготрофічні умови існування донної фауни.

Асоціація “*Rhabdammina-Reticulophragmium*” (в розумінні [37]). Поширена в ритмічному фліші середнього і верхнього еоцену верхньосойменської підсвіти. Переважають трубчаті форми (*Nothia*, *Rhabdammina*), характерні представники родів *Reticulophragmium* і *Cyclammina*. Форамініфери часто мають великі розміри (0,8–1,3 мм) і крупнозернисту стінку, що дає можливість віднести їх, згідно з класифікацією [30], до фауни “А”-типу. Свідчить про швидке осадоагромадження на батіальних глибинах нижче CCD.

Асоціація з *Ammodiscus latus* відповідає однойменній біозоні, поширеній у Карпатському регіоні (верхи середнього еоцену). Поширена у верхньосойменській підсвіті. Характеризується присутністю виду *Ammodiscus latus* Grzybowski і вмістом фауни “А”-типу (*Reophax*, *Saccamina*). Свідчить про швидке осадоагромадження на батіальних глибинах нижче CCD.

У “глобігерінових мергелях” наявні переважно планктонні форамініфери з родів *Globigerina*, *Subbotina*, *Dentoglobigerina* і вапнисті бентосні черепашки, що свідчить про батіальні умови (гемі)пелагічної седиментації вище CCD і форамініферової лізоклини.

Олігоцен–нижній міоцен

Менілітова світа. Темноколірні відклади світи є бідними на форамініфери, тут малочисленні черепашки планктонних і бентосних форамініфер переважно є погано збереженими (піритизація, деформація), а чорні бітумінозні “менілітові сланці” (як і подібні сланці інших стратонів) майже не містять мікрофауни. Знайдена у світі досить багата фауна планктонних і вапнистих бентосних форамініфер [3, 17] належить до прошарків світлоколірних порід, походження яких (пелагічне чи підводно-осувне) потребує подальшого дослідження.

Еволюція басейнів

Відповідно до наявних реконструкцій [12, 22, 27, 28, 33, 42, посилання там само] Зовнішньокарпатський флішовий басейн у крейді-палеогені був частиною океану Тетис і розміщувався між пасивною окраїною Євразії та активними окраїнами мікроконтинентів Алькапа і Тися-Дакія. В баремі в зоні пасивної окраїни нагромаджувались темні, збагачені органікою, мули в батіальних умовах вище CCD (нижньоспаська, нижньошипотська підсвіти з форамініферовими асоціаціями “*Verneuilinoides-Gaudryina*” і “*Marssonella*” [18]). В апті відбулося поглиблення басейну нижче CCD. Про це свідчить комплекс форамініфер океанічного типу. На межі апту і альбу відбулася зміна типу седиментації в Зовнішньокарпатському басейні з пелагічної на турбідітну, що відобразилось і у зміні морфологічних особливостей будови стінки і розмірів черепашок форамініфер. В альбі розвивався комплекс аглютинованого бентосу типу “*Recurvoides*” [18].

Водночас у пізньому альбі в басейні Пенінської зони, у більш віддалених від Євразії ділянках Тетису, вірогідно, на підводних підняттях вище CCD накопичувались чорні мергелісті утворення з планктонними форамініферами (частина тисальської світи).

На думку дослідників [41, посилання там само], чорносланцеві утворення барему-альбу, принаймні частково, репрезентують глобальні аноксичні події. Вірогідно, ці події зумовили накопичення чорних, збагачених органікою, відкладів спаської, шипотської, а також тисальської світ. На рубежі ранньої-пізньої крейди циркуляція придонних, збагачених киснем течій, значно покращилась (строкатоколірні глинисті утворення яловецької світи), що, вірогідно, пов'язано з загальним підйомом рівня океану.

У пізній крейді-еоцені Зовнішньокарпатський басейн мав широкі зв'язки зі Світовим океаном [22, 24, 33, 39, посилання там само]. Добре розвинена глобальна океанічна циркуляція приводила до активної діяльності придонних течій і аерації морського дна. Внаслідок цього в періоди домінування повільної (гемі)пелагічної седиментації, збагачені киснем води призводили до окиснення органічного вуглецю, що перебував на дно басейну. Відбувалось накопичення збіднених вуглецем геміпелагічних мулів, пізніше перетворених у сірі або строкаті аргіліти та мергелі. В періоди домінування швидкої турбідитної седиментації нагромаджувались потужні товщі сіро- та зеленозбарвленого флішу.

Деяко інші умови існували в пізній крейді у східній (українській) частині Дуклянського суббасейну, а також в еоцені у частині Сілезького суббасейну Зовнішньокарпатського басейну. Тут у цей час у глибоководних умовах домінувало турбідитне осадонагромадження, а фонові седиментації характеризувались накопиченням чорних, збагачених органікою, мулів. На нашу думку, це могло бути зумовлено локальними факторами – наявністю внутрішньобасейнових підняття (так званих “кордильєр”), які затруднювали циркуляцію придонних, збагачених киснем, течій. Про це, зокрема, свідчать палеогеографічні реконструкції Зовнішньокарпатського басейну [28, 33, 39].

Зміна глибини Зовнішньокарпатського басейну від батіально-абісальної до верхньобатіально-субліторальної, яка відбулась у кінці еоцену, могла бути зумовлена конседиментаційними тектонічними рухами внаслідок колізійних подій між мікроконтинентами Тетису та Євразією.

На рубежі еоцену-олігоцену сталась важлива подія – закриття океанічного басейну в районі майбутніх Альп і, як наслідок – перекриття океанічного проходу між Світовим океаном та Карпатським флішовим басейном. Останній перетворився в один із сегментів Паратетису – системи ізольованих та напівізольованих басейнів [32, 39, посилання там само]. Внаслідок цього циркуляція придонних, збагачених киснем, течій значно послабилась або й припинилась, що призвело до дефіциту кисню в придонних і мулових водах. Це сприяло ефективному захороненню органічної речовини в осадах і нагромадженню темних, збагачених органікою, глинисто-кременистих відкладів менлітрової світи та її аналогів.

Висновки

Потенційно нафтогазогенеруючі, збагачені органічною речовиною, чорносланцеві товщі розвинені на різних стратиграфічних рівнях відкладів Українських Карпат. Вони зіставлені зі Шкалою геологічного часу (див. рис. 2). В нижній крейді чорносланцеві утворення представлені спаською та шипотською світами (Бориславсько-Покутський, Скибовий, Сілезький, Дуклянський, Черногорський, Свидовецький та Красношорський покриви), а також нижньою частиною тисальської світи (Пенінська зона), у верхній – березнянською світою (Дуклянський покрив), в еоцені – сойменською світою (Сілезький покрив), в олігоцені-міоцені – менлітровою світою та її аналогами, поширеними в більшості тектонічних елементів Карпат.

Більша частина відкладів, які містять чорні сланці, була накопичена турбідитними та іншими гравітаційними потоками, про що свідчать седиментологічні ознаки (зокрема текстури Боума). (Гемі)пелагічна глиниста седиментація типу “частинка за частинкою” була фоною. За недостаті кисню глинисті осади збагачувались органічною речовиною, яка не окиснювалась й ефективно захоронювалась, надаючи седиментам чорний колір. У таких осадах мікрофауна збіднена, часто погано збережена. Проте, зазвичай чорносланцеві утворення містять фонові осади світлішого забарвлення, які містять бентос і накопичувались за відносно доброї аерації дна басейну. Такі відклади здебільшого збагачені рештками дрібних форамініфер, які дають змогу визначати палеобатиметрію. Відповідно до палеобатиметричних реконструкцій, глибини частин Карпатського басейну, де осаджувались збагачені органікою майбутні чорносланцеві утворення, змінювались від батіальних вище CCD у баремі (нижні частини спаської і шипотської світ) до батіально-абісальних переважно нижче CCD в апті (верхні частини шипотської і спаської світ). Глибоководна турбідитна седиментація продовжувалась і в пізній крейді (березнянська світ) та еоцені (сойменська світ). В кінці еоцену відбулась зміна глибини басейну від батіально-абісальної до верхньобатіальної (горизонт “глобігерінових мергелів” межі еоцену-олігоцену).

Чорні сланці приурочені або до певних стратиграфічних рівнів (нижня крейда, олігоцен), або до окремих тектонічних елементів (чорний еоцен Сілезького покриву, верхня крейда Дуклянського покриву). Відповідно, їх накопичення пов’язано або з домінуючим впливом глобальних (аноксичні події ранньої крейди), регіональних (ізоляція Карпатського басейну внаслідок колізійних процесів у районі майбутніх Альп й утворення Паратетису в олігоцені), або ж місцевих (наявністю внутрішньобасейнових піднять, які затруднювали циркуляцію придонних, збагачених киснем, течій у пізній крейді та еоцені) факторів.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Андреева А. С. К вопросу о границе олигоцена и миоцена в Покутско-Буковинских Карпатах / А. С. Андреева, А. Д. Грузман, Г. Д. Досин // Abstracts of the 12 th Congress of CBGA. – Bucharest : Romania, 1981. – P. 57–61.
2. Андреева-Григорович А. С. Наннопланктон и диноцисты пограничных эоцен-олигоценовых отложений Карпат / Андреева-Григорович А. С. // Палеонтол. сборник. – 1987. – № 24. – С. 76–83.
3. Андреева-Григорович А. С. О комплексах фораминифер и нанопланктона в стратотипе менилитовой свиты по р. Чечве / Андреева-Григорович А. С., Грузман А. Д. // Палеонтол. сборник – 1978. – № 15. – С. 83–89.
4. 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).
5. 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.
6. Андреева-Григорович А. С. Схема стратиграфии неогеновых відкладів Західного (Центрального) Паратетису в межах України / Андреева-Григорович А.С., Грузман А.Д., Кульчицький Я.О. [та ін.] // Палеонт. зб. – 1995. – № 31. – С. 8–88.
7. 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.

8. 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.
9. 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.
10. 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.
11. Глушко В. В. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат / Глушко В. В., Круглов С. С. (Ред.). – Москва : Недра, 1971. – 389 с.
12. Гнилко О. М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреція на призма / Гнилко О. М. // Геодинаміка. – 2012. – № 1 (12). – С. 67–78.
13. Гнилко О. Стратиграфія та умови накопичення крейдово-палеогенових флішових відкладів Дукарського покриву (Українські Карпати) за вивченням дрібних форамініфер і седиментологічними даними / Гнилко О., Гнилко С., Марченко Р. // Палеонт. збірник. – 2020. – № 52. – С. 50–70.
14. Дабагян Н. В. Опорные разрезы пограничных слоёв верхов эоцена – низов олигоцена южной части Скибовой, Кросненской и Черногорской зон / Дабагян Н. В., Кульчицкий Я. О., Кузовенко В. В., Шлапинский В. Е. // Палеонт. сборник. – 1987. – № 24. – С. 27–33.
15. 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.
16. Крупський Ю. З. Нетрадиційні джерела вуглеводнів України : монографія. Кн. 2. Західний нафтогазоносний регіон / Крупський Ю. З., Куровець І. М., Сеньковський Ю. М. [и др.]. – Київ: Ніка-Центр, 2014. – 400 с.
17. Мятлюк Е. В. Фораминиферы флишевых отложений Восточных Карпат (мел-палеоген) / Мятлюк Е. В. – Ленинград : Недра, 1970. – 360 с.
18. Пономарьова Л. Д. Деякі аспекти відтворення умов осадоагромадження 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 геологічних концепцій (Інститут геології і геохімії горючих копалин НАНУ, № 0106U002035) – 2010. – С. 75–97.
19. Романив А. М. Известковый наннопланктон меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат / Романив А. М. – Киев : Наук. думка, 1991. – 148 с.
20. Совчик Я. В. Материалы к палеогеографии палеогенового бассейна Карпат / Совчик Я. В. // Геол. журнал. – 1979. – Вып. 39. – № 5. – С. 36–48.
21. Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України: у 2 т.: Т.1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / гол. ред. Гожик П. Ф. – Київ: Логос, 2013. – 637 с.
22. Csontos L. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region / L. Csontos, A. Vörös // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – Elsevier, 2004. – No. 210. – P. 1–56.
23. Curtis J. B. Oil/source correlations in the Polish Flysch Carpathians and Mesozoic basement and organic facies of the Oligocene Menilite Shales: insights from hydrous pyrolysis experiments / Curtis J. B., Kotarba M. J., Lewan M. D., Wiclaw D. // Organic Geochemistry. – 2004. – No. 35. – P. 1573–1596.
24. Golonka J. The Western Outer Carpathians: Origin and evolution / Golonka J., Wałkowska A., Ślaczka A. // Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften. – 2019. – No. 170 (3–4). – P. 229–254. DOI: 10.1127/zdgg/2019/0193
25. 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.

26. *Haigh D. W.* Global distribution patterns for mid-Cretaceous foraminiferids / Haigh D. W. // *Journal of Forest Research*. – 1979. – No. 9. – P. 29–40.
27. *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>
28. *Hnylko O.* Geological environments forming the Eocene black-shale formation of the Silesian Nappe (Ukrainian Carpathians) / Hnylko O., Hnylko S. // *Geodynamics*. – 2019. – No. 1(26). – P. 61–68. <https://doi.org/10.23939/jgd2019.01.060>
29. *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.
30. *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.
31. *Kotarba M. J.* Comparison of natural gases accumulated in Oligocene strata with hydrous pyrolysis from Menilite Shales of the Polish Outer Carpathians / Kotarba M. J., Curtis J. B., Lewan M. D. // *Organic Geochemistry*. – 2009. – No. 40. – P. 769–783.
32. *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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.07.004>
33. *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>
34. *Krasheninnikov V. A.* Cretaceous benthonic foraminifera, Leg 20, DSDP in: Heezen B. C., MacGregor I. D. et al. / V. A. Krasheninnikov // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1973*. – Vol. 20. – P. 205–221.
35. *Kuhnt W.* Late Cretaceous deep-water agglutinated foraminiferal assemblages from the North Atlantic and its marginal seas / Kuhnt W., Kaminski M. A. & Moullade // *Geol. Rund.* – 1989. – Vol. 78. – T. 3. – P. 1121–1140.
36. *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.
37. *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).
38. *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.
39. *Picha F. J.* Carpathian and their foreland: Geology and hydrocarbon resources / Picha F. J., Golonka J. (Eds.) // *AAPG Memory*. – 2005. – Vol. 84.
40. *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.
41. *Sachsenhofer R. F.* Black shales in Ukraine – A review / Sachsenhofer R. F., Koltun Y. V. // *Marine and Petroleum Geology*. – 2012. – Vol. 31. – P. 125–136. DOI: [10.1016/j.marpetgeo.2011.08.016](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.08.016)
42. *Schmid S.* The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units / S. Schmid, D. Bernoulli, B. Fugenschuh, L. Matenco et al. // *Swiss J. Geosci.* – 2008. – No. 101. – P. 139–183.
43. *Waškowska A.* Stratigraphy of the Hieroglyphic Beds with “Black Eocene” facies in the Silesian Nappe (Outer Flysch Carpathians, Poland) / Waškowska A. // *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. – 2015. – Vol. 85. – P. 321–343. DOI: <http://dx.doi.org/10.14241/asgp.2015.011>

REFERENCES

1. *Andreyeva A. S.* K voprosu o granitse oligotsena i miotsena v Pokutsko-Bukovinskih Karpatakh / A. S. Andreyeva, A. D. Gruzman, G. D. Dosin // Abstracts of the 12 th Congress of CBGA. – Bucharest : Romania, 1981. – P. 57–61.
2. *Andreyeva-Grigorovich A. S.* Nannoplankton i dinotsisty pograniichnykh eotsen-oligotsenovykh otlozheniy Karpat / Andreyeva-Grigorovich A. S // Paleontol. sbornik. – 1987. – № 24. – S. 76–83.
3. *Andreyeva-Grigorovich A.S.* O kompleksakh foraminifer i nanoplanktona v stratotipe menilitovoy svity po r. Chechve / Andreyeva-Grigorovich A. S., Gruzman A. D. // Paleontol. sb. – 1978. – № 15. – S. 83–89.
4. *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).
5. *Andreyeva-Grigorovich A. S.* Opornyye razrezy pograniichnykh slojev eotsena i oligotsena Duklyanskoj i Marmaroshskoy zon / Andreyeva-Grigorovich A. S., Gruzman A. D., Lozynyak P. Yu., Smirnov S. Ye. // Paleontol. sbornik. – 1987. – № 24. – S. 33–38.
6. *Andreyeva-Gryhorovych A. S.* Skhema stratyhrafiiy neohenovykh vidkladiv Zakhidnoho (Tsentral'noho) Paratetyсу v mezhakh Ukrayiny / Andreyeva-Gryhorovych A. S., Hruzman A. D., Kul'chyts'kyu Ya. O. [ta in.] // Paleont. zb. – 1995. – № 31. – S. 8–88.
7. *Venglinskiy I. V.* K biostratigrafii melovykh i paleogenovykh otlozheniy Duklyanskoj zony Ukrain-skikh 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.
8. *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.
9. *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.
10. *Vyalov O. S.* Obyasnitel'naya zapiska k regional'noy stratigraficheskoy skheme melovykh otlozheniy Ukrainskikh Karpat / Vyalov O. S., Andreyeva-Grigorovich A. S., Gavura S. P. [i dr.]. – L'viv, 1989. – 51 s.
11. *Glushko V. V.* Geologicheskoye stroyeniye i goryuchiye iskopayemyye Ukrainskikh Karpat / Glushko V. V., Kruglov S. S. (Red.). – Moskva : Nedra, 1971. – 389 s.
12. *Hnylko O. M.* Tektonichne rayonuvannya Karpat u svitli tereynovoyi tektoniky. Statyya 2. Flishovi Karpaty – davnya akreitsiy na pryзма / Hnylko O. M. // Heodynamika. – 2012. – № 1 (12). – S. 67–78.
13. *Hnylko O.* Stratyhrafiiya ta umovy nakopychennya kreydovo-paleohenovykh flishovykh vidkladiv Duklyans'koho pokryvu (Ukrayins'ki Karpaty) za vuvchennyam dribnykh foraminifer i sedymetolohichnymy danymy / Hnylko O., Hnylko S., Marchenko R. // Paleontolohichnyy zbirnyk. – 2020. – № 52. – C. 50–70.
14. *Dabagyan N. V.* Opornyye razrezy pograniichnykh slojev verkhov eotsena – nizov oligotsena yuzhnoy chasti Skibovoy, Krosnenskoy i Chernogorskoy zon / Dabagyan N. V., Kul'chitskiy Ya. O., Kuzovenko V. V., Shlapinskiy V. Ye. // Paleontologicheskij sbornik. – 1987. – № 24. – C. 27–33.
15. *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.
16. *Krups'kyu Yu. Z.* Netradytsiyni dzhherela vuhlevodniv Ukrayiny: monohrafiya. Kn. 2. Zakhidnyy naftohazonosnyy rehion / Krups'kyu Yu. Z., Kurovets' I. M., Sen'kovs'kyu Yu. M. [i in.]. – Kyiv : Nika-Tsentr, 2014. – 400 s.
17. *Myatlyuk Ye. V.* Foraminifery flishevykh otlozheniy Vostochnykh Karpat (mel-paleogen) / Myatlyuk Ye. V. – Leningrad : Nedra, 1970. – 360 s.
18. *Ponomar'ova L. D.* Deyaki aspekty vidtvorennya umov osadonahromadzhennya u Karpats'komu baseyni na osnovi vuvchennya 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 heokhimiyi horyuchykh kopalyn NANU, № 0106U002035) – 2010. – S. 75–97.

19. Romaniv A. M. Izvestkovyy nannoplankton melovykh i paleogenovykh otlozheniy Ukrainiskikh Karpat / Romaniv A. M. – Kiyev : Nauk. dumka, 1991. – 148 s.
20. Sovchik Ya. V. Materialy k paleogeografii paleogenovogo basseyna Karpat / Ya. V. Sovchik // Geol. zhurnal. – 1979. – Vyp. 39. – № 5. – S. 36–48.
21. Stratigrafiya verkh'n'ogo proterozoyu ta fanerozoyu Ukraini u dvokh tomakh. T.1: Stratigrafiya verkh'n'ogo proterozoyu, paleozoyu ta mezozoyu Ukraini / golovniy red. Gozhik P. F. – Kiyev : Logos, 2013. – 637 s.
22. Csontos L. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region / L. Csontos, A. Vörös // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – Elsevier, 2004. – No. 210. – P. 1–56.
23. Curtis J. B. Oil/source correlations in the Polish Flysch Carpathians and Mesozoic basement and organic facies of the Oligocene Menilite Shales: insights from hydrous pyrolysis experiments / Curtis J. B., Kotarba M. J., Lewan M. D., Wieclaw D. // Organic Geochemistry. – 2004. – No. 35. – P. 1573–1596.
24. Golonka J. The Western Outer Carpathians: Origin and evolution / Golonka J., Wałkowska A., Ślaczka A. // Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften. – 2019. – No. 170 (3–4). – P. 229–254. DOI: 10.1127/zdgg/2019/0193
25. 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.
26. Haigh D. W. Global distribution patterns for mid-Cretaceous foraminiferids / Haigh D. W. // Journal of Forest Research. – 1979. – No. 9. – P. 29–40.
27. Hnylko S. Foraminiferal stratigraphy and palaeobathymetry of Paleocene–lowermost Oligocene deposits (Vezhany and Monastyrts 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>
28. Hnylko O. Geological environments forming the Eocene black-shale formation of the Silesian Nappe (Ukrainian Carpathians) / Hnylko O., Hnylko S. // Geodynamics. – 2019. – No. 1(26). – P. 61–68. <https://doi.org/10.23939/jgd2019.01.060>
29. 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.
30. 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.
31. Kotarba M. J. Comparison of natural gases accumulated in Oligocene strata with hydrous pyrolysis from Menilite Shales of the Polish Outer Carpathians / Kotarba M. J., Curtis J. B., Lewan M. D. // Organic Geochemistry. – 2009. – No. 40. – P. 769–783.
32. 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>
33. Kováč M. Paleogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas / Kováč M., Plašienka D., Soták J. [et al.] // Global and Planetary Change. – 2016. – No. 140. – P. 9–27. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.03.007>
34. Krasheninnikov V. A. Cretaceous benthonic foraminifera, Leg 20, DSDP in: Heezen B. C., MacGregor I. D. et al. / V. A. Krasheninnikov // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. – 1973. – Vol. 20. – P. 205–221.
35. Kuhnt W. Late Cretaceous deep-water agglutinated foraminiferal assemblages from the North Atlantic and its marginal seas / Kuhnt W., Kaminski M. A. & Moullade // Geol. Rund. – 1989. – Vol. 78. – T. 3. – P. 1121–1140.
36. 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.

37. *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).
38. *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.
39. *Picha F. J.* Carpathian and their foreland: Geology and hydrocarbon resources / *Picha F. J., Golonka J.* (Eds.) // *AAPG Memory.* – 2005. – Vol. 84.
40. *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.
41. *Sachsenhofer R. F.* Black shales in Ukraine – A review / *Sachsenhofer R. F., Koltun Y. V.* // *Marine and Petroleum Geology.* – 2012. – Vol. 31. – P. 125–136. Doi: 10.1016/j.marpetgeo.2011.08.016
42. *Schmid S.* The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units / *S. Schmid, D. Bernoulli, B. Fugenschuh, L. Matenco et al.* // *Swiss J. Geosci.* – 2008. – No. 101. – P. 139–183.
43. *Waškowska A.* Stratigraphy of the Hieroglyphic Beds with “Black Eocene” facies in the Silesian Nappe (Outer Flysch Carpathians, Poland) / *Waškowska A.* // *Annales Societatis Geologorum Poloniae.* – 2015. – Vol. 85. – P. 321–343. Doi: <http://dx.doi.org/10.14241/asgp.2015.011>

Стаття: надійшла до редакції 14.05.2021
прийнята до друку 27.08.2021

STRATIGRAPHY AND SEDIMENTARY ENVIRONMENTS OF THE BLACK-SHALE FORMATION OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS

Oleh Hnylko, Svitlana Hnylko, Ksenia Navarivska

¹ *Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NAS of Ukraine, Naukova Str., 3a, Lviv, Ukraine, 79060;* ² *Ivan Franko National University of Lviv, Hryshchivskoho Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005, e-mail: ohnylko@yahoo.com*

Materials on stratigraphy of sediments containing black shale potentially oil-generating strata were generalized and supplemented, their comparison with the modern Geological Time Scale was performed and reconstructions of sedimentary environments were clarified on the basis of small foraminifera analysis and sedimentological data. In the Lower Cretaceous, the black shale formations are represented by the Spas and Shypot formations (Boryslav-Pokuttya, Skyba, Silesian, Dukla, Chornohora, Svydovets and Krasnoshora nappes), as well as the lower part of the Tyssalo Formation (Pieniny Klippen Belt), in the Upper Cretaceous – by the Bereznyi Formation (Dukla Nappe), in the Eocene – by the Soimy Formation (Silesian Nappe) and in the Oligocene-Miocene – by the Menilite Formation and its analogues existing in the most tectonic units of the Carpathians.

Most of the sediments containing black shales were accumulated by turbidite and other gravitational flows. (Hemi)pelagic sedimentation was a background. In the absence of oxygen, the clay (hemi)pelagic sediments were enriched with organic matter giving the sediments a black color, and when the aeration improved, lighter sediments were accumulated. According to the microfauna and sedimentological study, the depth of the Carpathian Basin, where black shale formations were deposited, ranged from the bathyal above CCD in Barremian (lower parts of the Spas and Shypot formations) to the bathyal-abyssal depths mostly below CCD in the Aptian (upper parts of the Spas and Shypot formations). Deep-water turbidite sedimentation continued in the Late Cretaceous (the Bereznyi Formation) and Eocene (Soimy Formation). At the end of the Eocene, the depth of the basin changed from bathyal-abyssal depth to the upper bathyal depth (the horizon of “globigerin marls” of the Eocene-Oligocene boundary).

Black shales are confined either to certain stratigraphic levels (Lower Cretaceous, Oligocene) or to individual tectonic units (Upper Cretaceous of the Dukla Nappe, Black Eocene of the Silesian Nappe). Accordingly, their accumulation is due either to the dominant influence of global (early Cretaceous anoxic events), regional (isolation of the Carpathian Basin due to the collisional processes in the future Alps and the formation of the Paratethys in the Oligocene), or local (the presence of intra-basin uplifts restricted the circulation of bottom oxygen-enriched currents in the Late Cretaceous and Eocene) factors.

Keywords : black shales, stratigraphy, foraminifera, Cretaceous, Paleogene, turbidites, Ukrainian Carpathians.