

## ТУРБІДИТИ В СЕРЕДНЬОПАЛЕОЦЕНОВИХ СТРОКАТОКОЛІРНИХ УТВОРЕННЯХ СКИБОВОГО ПОКРИВУ МЕЖИРІЧЧЯ ОПОРУ ТА СВІЧИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Лариса Генералова, Олександр Костюк, Антон Генералов

Львівський національний університет імені Івана Франка,  
вул. М. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005  
larysa.heneralova@lnu.edu.ua;  
oleksandr.kostyuk@lnu.edu.ua;  
avheneralov@ukr.net

Досліджено розрізи середньопалеоценового строкатоколірного яремчанського горизонту в скибах Парашка, Сколівській, Орівській Скибового тектонічного покриття, які характеризуються ритмічно-циклічним перешаруванням зеленкувато-сірих алевропсамітових і алевропелітових турбідитів та вишнево-червоних геміпелагітів і пелагітів. Зрідка трапляються перевірки алевритових контуритів. Ритмостратиграфічне вивчення яремчанського горизонту дає змогу зачислити його до секвенції першого порядку, яка містить секвенції вищих (другого і третього) порядків. У будові розрізів яремчанського горизонту беруть участь теригенні та карбонатні турбідити. Для турбідитних секвенцій, як теригенного так і карбонатного складу, характерні елементи текстур А. Боума  $T_{dec}$ . Проте є теригенні шари, які мають неупорядковану текстуру з інтервалами (знизу догори) блудцеподібної (тарільчастої) шаруватості, які містять трубки зневоднення, конволютну шаруватість з гравітаційними внутрішньосферними деформаціями. Ці шари мають несортовану, різнозернисту пудінгову структуру. Нижній контакт є ерозійним, верхній – рівний з прихованими слідами розмиву. Ці шари паралелізуються за механізмом утворення з відкладеннями флюїдизованих (та/або розжижених) потоків, що виникають на кінцевій стадії турбідних течій. Вивчення петрографічних рис петротипів турбідитних секвенцій дає змогу виокремити хлїдоліти (паттуми, мікстоліти), які за речовинним складом уламків належать граувакам. У них вміст цементу становить не менше 10–25 % і свідчить про турбулентний потоковий характер глинисто-піщаної маси, з якої сформувались відклади. Серед граувак окрему групу займають уламкові карбонатні породи – калькареніт-кальциолітні турбідити (скиба Парашка, р. Орява). Вони утворилися під час перевідкладання шельфового карбонатного матеріалу та/або матеріалу внутрішньоокеанських піднять до глибоководного седиментаційного басейну континентального підніжжя, який на момент їх акумуляції мав глибини вище CCD. За виявленими літодинамічними типами середньопалеоценового яремчанського горизонту та їх інтерпретацією формування яремчанського горизонту відбувалось у підніжжі континентального схилу пасивної окраїни Євразії на межі глибоководної рівнини Зовнішньокарпатського флішового палеобасейну під час тимчасової стабілізації тектонічного режиму. Континентальне підніжжя пульсаційно змінювало свої батиметричні параметри завдяки конвергентним подіям між Євразією та мікроконтинентами океану Тетіс, які контролювали періодичне насування та формування флішових покривних одиниць акреційних призм на активних околицях.

*Ключові слова:* Флішові Карпати, Скибовий покрив, скиби Парашка, Сколівська, Орів-

ська, строкатоколірний яремчанський горизонт, турбідити.

**Вступ.** Виявлення індикаторів тектонічних і геодинамічних обстановок, які відтворюють процеси седиментації палеобасейнів та сприяють реконструкції геодинамічних обстановок їх формування, є актуальним напрямом сучасних досліджень. Дослідники вирішують зворотнє завдання: за літодинамічними типами, які є складовими індикаційних рядів літостратиграфічних і формаційних розрізів, відтворюють геодинамічні особливості розвитку території досліджень певного хронологічного рівня. Крейдово-еоценові строкатоколірні горизонти, поширені в Східних Українських Карпатах, останнім часом привертають увагу дослідників як фонові відклади Зовнішньокарпатського палеобасейну осадонакопичення. Особливості їх будови обумовлені ритмічно-циклічним чергуванням зеленкувато-сірих і вишнево-червоних аргілітів, алевролітів та дрібнозернистих пісковиків. У строкатоколірних утвореннях неодноразово трапляються переривчасто-ланцюжкові й лінзоподібні чорно-бурі залізоманганові аутигенні мінеральні утворення. Виконані дослідження строкатоколірних горизонтів не дають достатньо вичерпної інформації про речовинні характеристики петротипів, з яких вони складені. Проте петрографічні, літологічні, седиментологічні та інші риси строкатоколірних порід містять діагностичні ознаки щодо особливостей будови їх розрізів, поширення, палеодинамічні і палеографічні події, пов'язані з їх утворенням.

У Скибовому покриві поширений середньопалеоценовий яремчанський строкатоколірний горизонт, який маркує межу між сенон-палеоценовим сірим флішем стрийської світи та верхньопалеоценовими пісковиками ямненської світи і розвинений у її підшві.

**Мета статті** – вивчити особливості розрізів середньопалеоценового яремчанського горизонту в північно-західній частині Скибового тектонічного покриву та визначити риси палеогеодинамічного і палеогеографічного режиму їх становлення. Для здійснення мети виконано такі завдання: схарактеризовано літо- та ритмостратиграфічні особливості розрізів яремчанського горизонту, вивчено структурно-текстурні риси та склад петротипів теригенних порід секвенцій (циклітів) горизонту, виокремлено та проаналізовано літодинамічні типи турбідитів, визначено палеофаціальні (седиментологічні) умови становлення утворень, зокрема турбідитів, горизонту та вплив на них геодинамічних процесів Карпатського флішового палеобасейну в середньопалеоценовий час.

**Огляд попередніх досліджень.** Палеоценовий вік строкатоколірних утворень яремчанського горизонту, діагностований знахідками форамініфер, та геологічне положення в північно-східній частині Скибового покриву висвітлено в праці Я. О. Кульчицького та Хлопоніна, 1957 [ 13 ]. Доведено, що ямненські пісковики поширені не всюди в межах покриву і на північному заході Скибового покриву вони заміщуються різноритмічним флішем битковських шарів [3, 22 ] або палеоцен-еоценовою витвицькою світою [3, 8, 22]. У стратотиповому розрізі (р. Прут, м. Яремче, Івано-Франківська обл.) яремчанський горизонт містить нанопланктон середнього палеоцену, тоді як ямненські пісковики характеризуються нанопланктоном пізнього палеоцену [1, 2]. Риси будови розрізів яремчанського горизонту, вивчення речовинних, зокрема петрографічних та геохімічних характеристик його порід, седиментологічних ознак літотипів можна зустріти у працях Л. В. Генералової та О. В. Костюка [11], О. М. Гнилко [6, 8], А. С. Пилипчука [17]. Дослідженням регіональних питань геології

Східних Карпат і Передкарпаття займалися учені різних науково-дослідних установ. Серед них насамперед варто відмітити О. С. Вялова (1949, 1961), М. А. Вуля (1977), М. П. Габінета (1977), Я. О. Кульчицького (1977), О. І. Матковського (1977). Великий внесок у вирішення регіональних і локальних проблем Карпат зробив С. С. Круглов (Круглов, 1985).

**Матеріали.** Розрізи яремчанського горизонту у тилкових частинах скиби Парашка, Сколівської та Орівської ми вивчали у природних відслоненнях р. Орява (притока р. Опір) та р. Сукіль (притока р. Свіча). Дослідження проводили кафедра загальної та історичної геології і палеонтології та кафедра мінералогії, петрографії і геохімії в рамках тематичних науково-дослідних робіт. Важливим методичним підґрунтям досліджень були схеми стратиграфічного розчленування території робіт відповідно до геологічних карт району [5, 10], описів стратотипових розрізів світ [22] та стратиграфічних схем [3, 4].

**Методика.** Згідно з актуалістичним та порівняльно-історичним методами пізнання геологічних процесів під час вивчення розрізів яремчанського горизонту використовували седиментологічний аналіз. Він дав можливість у природних відслоненнях вивчати структурно-текстурні ознаки досліджуваних порід та ідентифікувати процеси їх транспортування й акумуляції, а отже, виділяти літодинамічні типи, що належать певним глибоководним фаціям середньопалеоценового Карпатського флішового палеобасейну. Відповідно до методик, викладених у працях [6, 15, 16, 25–27, 29, 32], для глибоководних океанічних обстановок типовими є відклади з субвертикальних седиментаційних потоків (пелагіти і геміпелагіти); з гравітаційних потоків мас розжижених осадів (гравітати : турбідити, грейнити, дебрити, відклади флюїдизованих та розжижених потоків); з придонних течій (контурити). У відкладах яремчанського горизонту до половини потужності розрізів належить гравітатам.

При ритмостратиграфічному дослідженні ми враховували, що геологічні тіла знаходяться у певній ієрархічній взаємозалежності, тобто елементарні тіла ( в нашому випадку, секвенції (цикліти)) складають більш складні й великі тіла, утворюючи ієрархічні, зокрема вертикальні, ряди. У межах таких рядів прийнято вважати, що елементарні тіла (секвенції, цикліти) є найбільш високопорядковими і в той же час самими низькоранговими, а великі геологічні тіла відносять до низькопорядкових і водночас до високорангових.

У лабораторних умовах ми вивчали структурні риси уламкових порід, що є турбідитами, аналізували їх гранулометричний склад, форму та ступінь сортованості теригенних петротипів порід (турбідитів) яремчанського горизонту. За використання петрографічного аналізу вивчено склад каркасу та цементу псамітових і алевритових відмін петротипів. Результати опрацьовано на класифікаційних діаграмах [12, 19, 21, 23, 24].

**Геологічне положення району досліджень.** Дослідження охоплюють територію Долинського району Івано-Франківської області та терени Стрийського району Львівської області, у межах Скибового тектонічного покриву (рис.1). Район робіт знаходиться в середній течії межириччя Опір та Свіча, де з південного заходу на північний схід простежуються скиби: Зелем'янка, Парашка, Сколівська і Орівська та ін. Вивчені розрізи яремчанського горизонту локалізуються в межах тилової частини скиб Парашка (р. Орява), Сколівська, Орівська (р. Сукіль). Вони добре розпізнаються за

середньо-тонкоритмічно-циклічним перешаруванням зеленкувато-сірих і вишнево-червоних порід флішових секвенцій, представлених аргілітами, алевролітами і пісковиками. Потужність елементарних секвенцій коливається від 0,01–0,05 до 0,15–0,23 м.

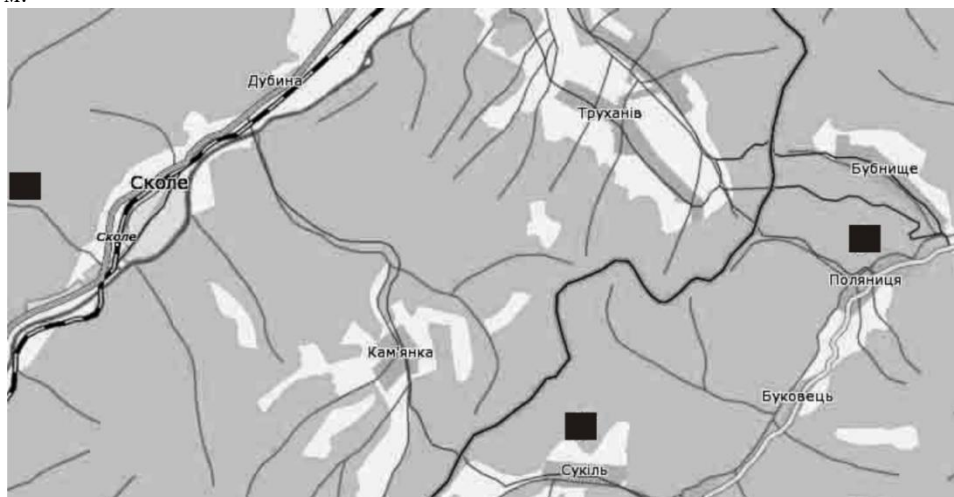


Рис. 1. Локації розрізів яремчанського горизонту в межиріччі Опір–Сукіль

**Результати. Вихідний матеріал.** Яремчанський горизонт локалізується у підшві ямненської світи. Він залягає згідно на стрийській світі і перекритий масивними і товстошаруватими світло-сірими, жовтуватими пісковиками з елементами турбідитів секвенції А. Боума  $T_{ab}$ ,  $T_{abc}$ . У пісковиках іноді трапляються лінзи гравійних жорствяників або дрібноуламкових конгломератобрекчій.

*Седиментологічний аналіз розрізів яремчанського горизонту.* У розрізі р. Орява, с. Коростів (скиба Парашки), потужність яремчанського горизонту становить близько 40 м. Описаний детальний розріз має потужність 6,34 м.

У низах фрагмента літостратиграфічного розрізу яремчанського горизонту на середньо- і тонкоритмічному фліші стрийської світи залягають зеленкувато-сірі дрібно-середньозернисті турбідити (з потужністю секвенцій – 0,15–0,20 м) з елементами А. Боума  $T_{abcde}$  та  $T_{bcde}$ . На них залягають (інтервал II, 0,53 м) дрібно-тонкоритмічні псамітоаргілітові турбідити з текстурами  $T_{bcde}$  з прошарками дрібнозернистих глинисто-алевритових алевроглинистих турбідитів з текстурами  $T_{cde}$  (0,03–0,04 м) та вишнево-червоних геміпелагітів (потужністю перші см). Вони перекриваються середньозернистими псамітовими турбідитами з текстурами  $T_{bcde}$ ,  $T_{abcde}$  (в інтервалі III, 0,43 м). У підшві елементу секвенцій турбідитів  $T_a$  наявні механогліфи, представлені жолобковими знаками та слідами волочіння. В покрівлі секвенцій зеленкувато-сірі аргіліти перекриті блакитно-сірими, темно-сірими, іноді вишнево-червоними аргілітами. Вони мають паралельно шаруваті, або гомогенні текстури, що дає змогу інтерпретувати їх як геміпелагіти та пелагіти. Інтервал IV (0,46 м) нарощує розріз зеленкувато-сірими дрібно-тонкошаруватими алевроаргілітовими турбідитами (з потужністю секвенцій 0,06–0,08 м), які перешаровуються з вишнево-червоними алевро-

аргілітовими контуритами (?) та пелітовими геміпелагітами. Вище в інтервалі V (>110 м) простежуються світло-сірі, блакитно-сірі карбонатні (вапнисті) та зеленкувато-сірі теригенно-карбонатні турбідити, які перешаровуються з фоновими зеленкувато-сірими та, значно рідше, вишнево-червоними аргілітами пелагітів. Потужність секвенцій турбідитів коливається в межах 0,1–0,25 м. Для шарів секвенцій карбонатних турбідитів характерна виражена різка ерозійна основа, яка вирізняється зміною забарвлення і розміру кластичного матеріалу вверх за розрізом згідно з послідовністю текстур А. Боума  $T_{abcde}$ ,  $T_{bcde}$ . Це, переважно, – калькареніт-кальцилотитові турбідити. Базальні шари містять слабо обточені кластичні жорстви, гравію, гравійного піску, піску, алевритів, аргілітів, несортованої глини. Уламки представлені теригенними породами, вапняками, аргілітами, кварцем, польовим шпатом, іноді трапляються червоні та зелені філіти. З них карбонатні уламки (за візуального вивчення) можуть становити не менше 50 %. Верхній контакт секвенцій має сліди біотурбації та містить сліди іхнофацій нерейтів (*Nereites*). Нірки заповнені глинистим матеріалом, який є темнішим, ніж тло вмісної породи. В інтервалі трапляються секвенції псаміто-алевритових турбідитів  $T_{cd}$ , які не мають покрівлі і характеризуються хвилястою і субгоризонтальною текстурою.

Під час мікроскопічного вивчення уламкового матеріалу базальних елементів секвенцій карбонатних турбідитів виявлено, що є різновиди з переважанням вапняків (до 80 %). Кластичний матеріал, представлений вапняками, належить різним генетичним групам. Серед них є пелітоморфні, черепашкові, коралові, водоростеві. Значне місце належить органогенному детриту, фрагментам і цілим черепашкам доволі крупних форамініфер, які, ймовірно, потрапили під час транспортування.

Інтервал VI (0,43 м) характеризується середньозернистими псамітовими турбідитами з текстур А. Боума  $T_{abcde}$ ,  $T_{bcd}$ . Межі секвенцій маркуються тонкими прошарками вишнево-червоних пелагітів з ознаками залізо-манганової мінералізації. Вище в інтервалі VII (0,51 м) простежується перешарування зеленкувато-сірих дрібно-тонкошаруватих алевро-аргілітових турбідитів з текстурами  $T_{cde}$  та  $T_{de}$  (потужність секвенцій 0,10–0,12 м) та вишнево-червоних геміпелігітів і пелагітів. На них залягають утворення інтервалу VIII (0,43 м), що представлені середньозернистими псамітовими турбідитами, та інтервалу IX (0,55 м), які характеризуються чергуванням зеленкувато-сірих алевро-аргілітових турбідитів і вишнево-червоних геміпелагітів. Вище в розрізі бере участь інтервал X (0,49 м), який характеризується середньозернистими псамітовими турбідитами та інтервал XI (0,87 м), виражений перешаруванням зеленкувато-сірих алевроаргілітових турбідитів і вишнево-червоних геміпелагітів.

Аналіз ритмічності розрізу яремчанського горизонту поблизу с. Коростів дає змогу зазначити, що в його будові, крім елементарних секвенцій (найменшого рангу і найбільшого порядку), виокремлюються секвенції другого рангу (6–7 секвенцій) та третього рангу (2–3 секвенції) (рис. 2).

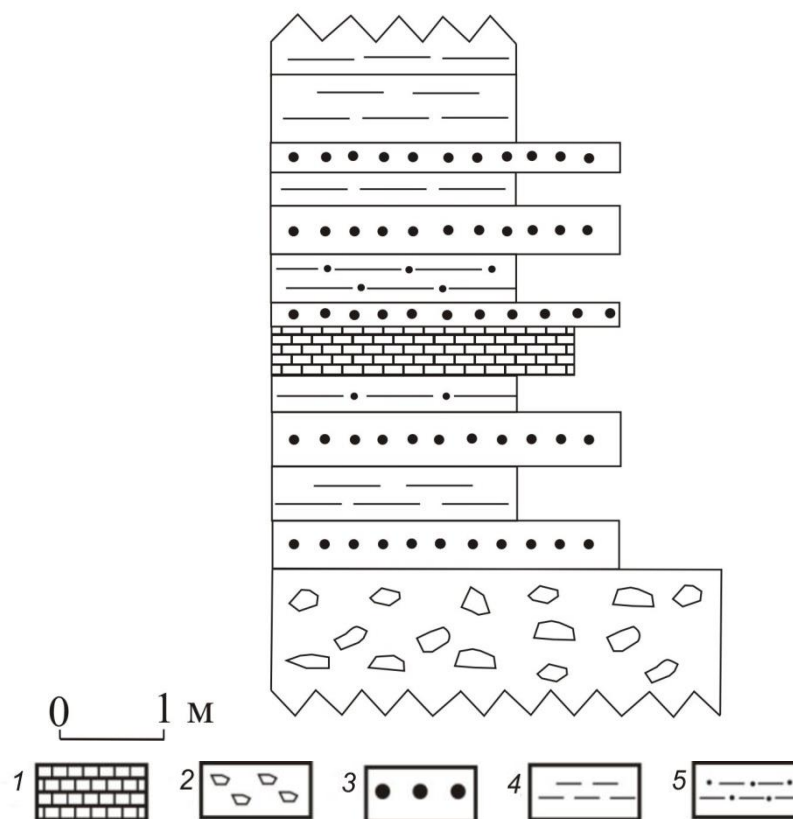


Рис. 2. Седиментологічний розріз яремчанського горизонту р. Орява с. Коростів. Умовні позначення: 1 – карбонатні турбідити; 2 – дебрити стрійської світи; 3 – теригенні турбідити; 4 – строкатоколірні геміпелагіти і пелагіти; 5 – алевроаргілітові турбідити

Вивчено лігостратиграфічний розріз яремчанського горизонту по р. Сукіль с. Полянця (Орівська скиба), потужність має 3,98–4,12 м. Розріз починається (знизу догори) з інтервалу I (0,87 м), у будові якого беруть участь секвенції середньо-дрібнозернистих турбідитів з елементами А. Боума  $T_{abcde}$ . Нижній елемент  $T_a$  з розмивом залягає на підстеляючих утвореннях. Для нього характерні як масивні, так і стратифікована й градуїовано-стратифікована текстури послідовності Д. Лау (D. Lowe)  $R_2S_1S_2$  та різнозерниста, дрібнопсефіто-псамітова з елементами алевропелітової структура. Вище (інтервал II, потужність 0,24 м) домінують зеленкувато-сірі турбідити з класичною послідовністю секвенції А. Боума (A. Bouma)  $T_{abcde}$ . Межі секвенцій просторово підкреслені малопотужними шарами вишнево-червоних геміпелагітів і пелагітів. Вони поступово починають домінувати в інтервалі III (0,47 м), який представлений чергуванням середньо-дрібнозернистих піщаних турбідитів з текстурами  $T_{bcde}$  з прошарками дрібнозернистих глинисто-алевритових алеврито-глинистих турбідитів (0,03–0,04 м) з текстурами А. Боума  $T_{de}$  і Д. Стоу (D. Stow)  $T_{0123}$ . Вишнево-



дрібні псефіти та псаміти, часто різнозернисті, з елементами текстур Д. Лау  $S_2S_3$ . Вони нарощуються малопотужними псамітами і алевритами (перші см) з текстурами А. Боума  $T_{bcde}$ , які беруть участь у декількох дрібнозернистих секвенціях вищих порядків. Між секвенціями спостерігаються тонкошаруваті вишнево-червоні аргілітові пелагіти. Вище простежується інтервал III (0,60 м) з типовими дистальними глинисто-алевролітовими турбідитами  $T_{cde}, T_{bcde}$ . На ньому – інтервал IV (потужністю 0,25 м), в якому секвенція знизу догори представлена зеленкувато-сірими пісковиками (0,15–0,18 м), алевролітами, аргілітами з текстурами Боума  $T_{abcde}$ . Далі розріз нарощується тонкоритмічним чергуванням (інтервал V потужністю 0,25 м) зеленкувато-сірих алевролітів і алевритистих аргілітів (0,03–0,04 м) з текстурами турбідитів  $T_{de}$  і вишнево-червоних аргілітів (0,05–0,06 м) з гомогенної текстури геміпелагітів. Наступний інтервал VI (0,20 м) представлений перешаруванням вишнево-червоних і зелених аргілітів з горизонтальними і масивними гомогенними текстурами, що характерно для утворень фонові седиментації. Детальне обстеження інтервалу дає змогу виокремити червоний шар алевропсамітових контуритів (до 0,05 м), у якому наявні слабо виражені скісношаруваті текстури, що охоплюють увесь переріз шару та має різкі межі поверхонь нашарування. Інтервал VI перекривається декількома (трьома) секвенціями (інтервал VII, загальна потужність 0,17 м) зеленкувато-сірих дрібнозернистих теригенних турбідитів з  $T_{bcde}$ . За мікроскопічної діагностики в пісковиках та алевролітах зафіксовано елементи упорядкованості та сортованості градаційної текстури. В підшві секвенцій фіксуються поверхні розмиву. Секвенції розмежовані тонкими шарами вишнево-червоних пелагітів. На утвореннях інтервалу VII залягає пачка (інтервал VIII, 0,23 м) тонкоритмічних вишнево-червоних і зелених геміпелагітів, які перешаровуються з зеленкувато-сірими тонкозернистими алевритистими турбідитами  $T_{de}$ . Вище – інтервал IX (0,52 м) із декількох зеленкувато-сірих дрібнозернистих секвенцій (потужністю 0,08–0,12 м) з  $T_{abcde}$  та  $T_{bcde}$ . У підшві секвенцій слабовиражений 3–7 мм елемент  $T_a$  несе позитивні знаки язичкових механогліфів з елементами напрямку транспортуючих палеопотоків по азимуту 200–220 °. Між секвенціями – вишнево-червоні паралельно-шаруваті пелітові пелагіти. Вони деінде розшаровані малопотужними декількаміліметровими прошарками та лінзами утворень залізоманганової мінералізації. Вище – (інтервал X, 0,15 м) тонкоритмічне чергування фонових алевропелітових вишнево-червоних, іноді чорних, пелагітів і зелених геміпелагітів з зеленкувато-сірими тонкозернистими алевритистими турбідитами  $T_{cde}$ ,  $T_{de}$ .

Детальний пошаровий літостратиграфічний аналіз розрізів строкатоколірного яремчанського горизонту дає змогу виділити елементарні секвенції та їхні угруповання другого та третього рангів. Потужність елементарних (високого порядку) циклітів коливається від перших см до 0,15–0,25 м. Потужність секвенцій другого рангу становить 0,8–1,2 м. Потужність секвенцій третього рангу коливається в межах 1,6–2,7–3,2 м. Відповідно, описані розрізи (або їх фрагменти) належать четвертому рангу або першому порядку.

Межі секвенцій, представлені зеленкувато-сірими дрібнопсамітовими і алевро-аргілітовими турбідитами, розділені вишнево-червоними алевропелітовими геміпелагітами, пелагітами, іноді контуритами. У підшві секвенцій наявні сліди розмиву. Нижній елемент секвенцій  $T_a$  часто починається різнозернистим погано сортованим пісковиком.



*Петрографічні особливості теригенних порід секвенцій турбідитів яремчанського горизонту.* Візуальне опрацювання літостратиграфічних і седиментологічних рис яремчанського горизонту і характеру його ритмічності привернуло нашу увагу щодо детального вивчення шліфів уламкових порід нижніх елементів секвенцій яремчанського горизонту. Серед різнозернистих (псамітових та дрібнопсефіто-псамітово-алевритових) порід ретельно досліджено декілька петротипів, а саме: світло-сірі пісковики, виявлені у розрізі р. Оряви та зеленкувато-сірі пісковики, алевроліти, аргіліти з басейну р. Сукіль.

*Зеленкувато-сірі пісковики р. Сукіль* характеризуються слабковираженою градаційною, масивною, іноді горизонтальною, текстурами. Уламки мають розмір від 0,03 до 2,7 мм. Обточеність уламків не перевищує 2 балів за п'ятибальною шкалою окатаності. Пісковики погано сортовані. В них уламковій складовій належить 73 % об'єму породи, решта 27 % припадає на цемент. За мінералого-петрографічним складом кластитової частини пісковика на гірські породи (літоїди) припадає 45 %, мінералам (польові шпати – 5 %, кварц – 12 %) належить 17 %; фауністичні рештки становлять 11 %. Серед уламків порід (літоїдів) визначено кварцити, зелені та червоно-фіолетові метаморфічні сланці, фтаніти, пісковики, кременисті алевроліти, аргіліти, мергелі, органогенні вапняки. Залишки фауни представлені переважно жорствяними кластитами багряних водоростей, зрідка крупними форамініферами, фрагментами голкошкірих організмів тощо. Цемент глинисто-кременистий, базального типу цементації, іноді з хлоритом.

Серед зеленкувато-сірих пісковиків часто трапляються різнозернисті паттумні (хлидолітові [19]) середньозернисті або алевропелітові з жорствою поліміктові відміни. Вони погано відсортовані і містять неокатаний матеріал. Уламки представлені переважно кварцом, плагіоклазом, К-На польовим шпатом; виявлено також уламки порід (літоїди): осадових (кременистих, теригенних) і кварцитів. Цемент у таких пісковиках за речовинним складом – глинисто-кременистий з хлоритом, за типом цементації – поровий до базального, дуже міцний (рис. 4). У цих пісковиках трапляється дрібна вкрапленість рудних мінералів (пірит, халькопірит). На класифікаційній діаграмі піщаних порід, за складом уламків (В. Д. Шутов, 1967 р. з доповненнями В. Н. Шванова, 1987 [21, 23, 24]), досліджені породи потрапляють у поля граувак та аркозо-граувак (кварцові грауваки, полевошпатові грауваки).

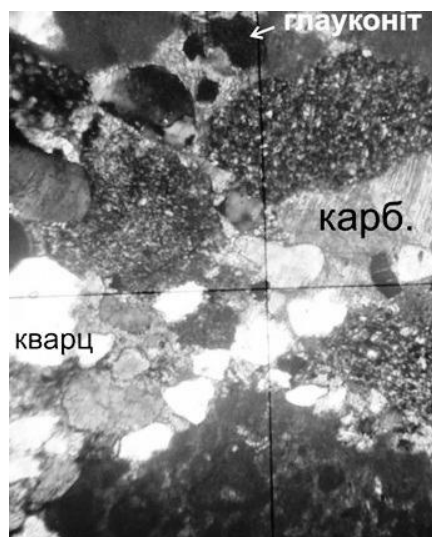


Рис. 4. Грауваки турбідитів яремчанського горизонту р. Сукель.  
Мінерали: кварц, карб. – карбонати, глауконіт, літоїди. Нік.  $\times 36$ . 120<sup>x</sup>

*Світло-сірі, зеленкувато-сірі карбонатні та теригенно-карбонатні пісковики (розріз р. Опір)* характеризуються масивною, неясноградаційною текстурою та нерівномірно зернистою структурою. Розмір уламків коливається в широких межах від кластолітів пелитової до дрібнопсефітової жорствяної розмірності. Розмір переважаючої фракції пісковиків від 0,5 до 2,5 мм становить у середньому до 50–60 % об'єму каркасу пісковиків. Решта уламків характеризується розмірами 0,01–0,5 мм. Співвідношення уламкових компонентів та цементу в породах може бути виражено як 7:3. Уламкові компоненти, головню, складені біогенними вапняками, у яких виявлено багряні водорості, скелетні частини організмів та біогенний детрит. Під час мікроскопічного вивчення залишки водоростей мають непрозорі, внаслідок вуглефікації, фігури з характерним рисунком. У них добре проглядається сітчаста будова, а комірці тканини водоростей мають чотирикутну форму і розташовані правильними рядами. Загалом у складі водоростей переважає дрібнозернистий форменний кальцит, що, власне, утворює міководоростеві структури. Біогенні рештки мають добру збереженість. Їх розмір – 0,5–1,2 мм за товщини стінок скелетних елементів викопних організмів до 0,01–0,02 мм. У шліфах, за особливостями морфології розрізів уламків вапняків, які характеризуються градчасто-стільниковими формами, що підкреслені тонкими перегородками з інтенсивно перекристалізованого мікрокристалічного кальциту, виявлено скелетні частини коралів. Крім уламків вапняків, у каркасі пісковиків відмічено добре обкатані зерна кварцу розміром 0,2–0,5 мм та глауконіт. Цемент породи глинисто-кальцитовий порового, крустіфікаційного та базального типів цементації. Складається враження, що в будові породи до 85 % кальциту. Схарактеризована порода є уламковим вапняком (grainstone, Р. Данхема). За генезисом, який виражений у структурно-текстурних рисах, описана порода є карбонатним турбідитом.

Серед досліджених уламкових порід поширені зеленкувато-сірі *дрібнозернисті алевронісковики*. Текстури порід тонкошаруваті горизонтальні або масивні. Каркас порід представлений помітно окатаними уламками гірських порід, кварцу. Трапляються спікули губок, заміщені халцедоном, карбонатні фауністичні рештки дрібних форамініфер та крупніші уламки інших карбонатних організмів. Аутигенний матеріал представлений глауконітом, який нерівномірно розподілений у породі. Його вміст не перевищує 2–3 %. У пісковиках також наявні рудні мінерали (переважно пірит), які формують невеликі скупчення дрібних зерен. Цемент, зазвичай, поровий, слюдисто-кременистий або глинисто-кременистий, на окремих ділянках глинисто-карбонатний. На класифікаційній діаграмі породи потрапляють в поле літоїдно-кварцових та/або граувакових (рис. 5) пісковиків [12, 21, 23, 24].

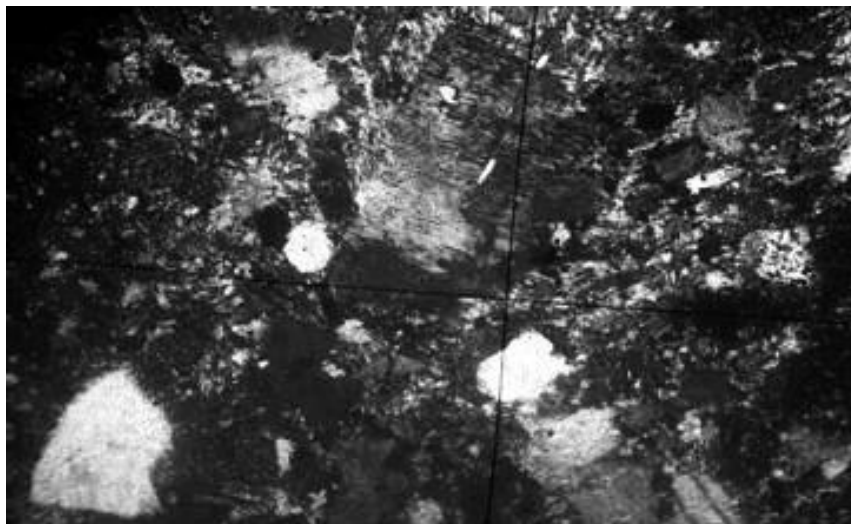


Рис. 5. Пісковики погано сортований різнозернистий алевритистий, грауваковий. Серед уламкового матеріалу трапляються кварц, К-Na польовий шпат, уламки порід. Аутигенний мінерал представлений глауконітом. Цемент глинисто-кременистий, базальний р. Сукіль. Фото шліфа. Ніколі  $\times$  36. 136<sup>x</sup>

Алевроліти є одними з головних компонентів розрізу яремчанського горизонту, вони представлені декількома різновидами. Їх структура змінюється від пеліто-алевритової дрібно-середньозернистої алевритової або різнозернистої до псаміто-алевритової або крупнозернистої алевритової, добревідсортованої і конформнозернистої. Серед уламків домінує кварц, значно менше – уламків гірських порід (переважно осадових). У дрібнозернистих відмінах трапляється слюда (мусковіт?), дуже мало польових шпатів. Отже, склад алевролітів змінюється від кварцових і літоїдно-кварцових до граувакових [12, 21, 23, 24]. Цемент переважно кремнисто-глинистий, іноді глинисто-карбонатний, порового та плівкового типів цементації. У середньо-крупнозернистих алевритових різновидах постійно трапляється фауна у вигляді халцедонових спікул губок та дрібних карбонатних форамініфер декількох видів. Характерною рисою алевролітів є наявність у них дрібної вкрапленості

сульфідів Fe та Cu, яка нерівномірно поширена в породі, інколи утворює лінзовидні чи округлі мінеральні виділення, або виповнює мікротріщини. Довкола таких виділень помітне утворення вторинних мінералів макроскопічно яскраво-зеленого кольору, найвірогідніше малахіту. Він, в окремих випадках, може складати суцільні крупні мінеральні об'єкти. В породах трапляються макротріщини, виповнені вторинним карбонатом і кварцом потужністю від 0,5 до 1 см.

Верхні елементи секвенцій турбідитів представлені алевропелітами і аргілітами. Вони трапляються рідше, ніж алевроліти, у турбідитних секвенціях яремчанського горизонту. Аргіліти мають пелітові, менше алевропелітові, структури. Детальне мікроскопічне вивчення дає змогу виокремити прошарок з базальними алевритами, що містить елементи градаційної та хвилястої шаруватості (T<sub>0</sub>), за Д. Стоу (D. Stow). Цей прошарок догори перекривається елементом секвенції, представленим аргілітами зі слабковираженою конволютною (T<sub>1</sub>) та горизонтальною (T<sub>3</sub>) мікротекстурами. Аргіліти складаються з майже ізотропного каолініту з домішками гідролуїди і хлоритів. Викликає велике зацікавлення значний вміст у аргілітах пілуватого рудного матеріалу, який подібний до описаного в алевролітах.

**Обговорення результатів.** Отримані дані вивчення розрізів дають змогу деталізувати седиментологічні риси і обстановки осадо накопичення строкатоколірних відкладів яремчанського горизонту. З огляду на стратиграфічні матеріали стрийської і ямненської світ, яремчанський горизонт знаходиться у підшві останньої. Він представлений ритмічно-циклічним перешаруванням вишнево-червоних та зеленкувато-сірих пелагітів і геміпелагітів з зеленкувато-сірими алевропсамітовими дистальними турбідитами.

Виявлені нами та іншими дослідниками [6, 8, 9] літодинамічні (генетичні) типи утворень яремчанських порід дають підстави говорити про те, що фонові відклади середньопалеоценового (зеландійського) басейну представлені вишнево-червоними і зеленкувато-сірими горизонтально шаруватими або гомогенними алевропелітовими пелагітами та геміпелагітами. Іноді вони перешаровуються з добре відсортованими лінзовидношаруватими або слабо скісно шаруватими алевро-дрібнопсамітовими контуритами. Вишнево-червоний колір порід є наслідком доброї аерації дна придонними, збагаченими киснем, течіями. Унаслідок цього органічні рештки, що містяться в осадах, встигають повністю окислитись, і залізо, що є в осаді, переходить в оксидні форми. На межах зеленкувато-сірих турбідитів з вишнево-червоними або зеленими геміпелагітів відмічаються утворення залізної, манганової або сульфідної мінералізації.

Фонові вишнево-червоні та зеленкувато-сірі аргіліти схарактеризовані аглютинованими бентосними форамініферами з кременистою черепашкою. У геміпелагітах яремчанського горизонту та у прошарках пелітових порід серед ямненських пісковиків р. Орява (лівої притоки р. Опір) і р. Зелем'янка (правої притоки р. Опір) виділено асоціацію, складену видами, які належать до родів *Caudammia*, *Annectina*, *Saccammia*, *Rhabdammina*, *Rzehakina*, *Trochamminoides*, яка свідчить про глибини батіалі-абісалі близьких та нижче рівня кальцитової компенсації (CCD) [2].

Ритмостратиграфічне, літостратиграфічне та літодинамічне вивчення яремчанського горизонту сприяли виділенню у його розрізі секвенцій відкладів різних порядків (і рангів). До першого порядку (високого рангу) потрібно віднести секвенцію власне усього яремчанського горизонту (середній палеоцен), який свідчить про зміну

тектонічного режиму між епохами верхньокрейдового-ранньопалеоценового (стрийська світа) і пізньопалеоценового (ямненська світа) часів відзначених накопиченням відкладів високогустинних середньо-грубозернистих турбідитів та грейнитів (турбідитних і зернових потоків) (наші дані та усне повідомлення С. Гнилко).

Чергування вишнево-червоних і зеленкувато-сірих геміпелагітів й пелагітів з дрібнозернистими алевропсамітовими турбідитами формують цикліти (секвенції) нижнього (третього) рангу потужністю до 0,5 м. У їхній будові розпізнаються секвенції другого і першого рангів (високих порядків) потужністю 0,15–0,2 м. Варто зазначити, що для турбідитів, які утворюють секвенції третього (другого, а подекуди першого) рангу, характерні елементи текстур А. Боума  $T_{cde}, T_{bcde}$ . Детальний аналіз секвенцій сприяє кореляції елементи текстур А. Боума з елементами секвенцій Д. Лау (для нижніх інтервалів) та Д. Стоу (для верхніх інтервалів). Часто турбідитні шари несуть ерозійну підшву з ієрогліфами. Вони нарощуються та перекриваються фоновими геміпелагітами і пелагітами.

Наявність у яремчанському горизонті турбідитних секвенцій різних рангових (і порядкових) груп, дає можливість зробити реставрацію режимів їх утворення. Утворення турбідитів більшість дослідників пов'язують з тектонічними підводними землетрусами [14]. Формування елементарних секвенцій (високих порядків) відбувалось завдяки сходженню малопотужних турбідитних потоків за дрібних пульсаційних коливних рухів невеликої амплітуди у басейн седиментації. Серія елементарних секвенцій (мезоцикли) виникла за рухів більшої амплітуди, на тлі якої розвивались коливні рухи невеликої амплітуди. Серія мезоциклів (макроцикли) завдячує коливним рухам великої амплітуди. Вцілому особливості літодинамічних типів турбідитів яремчанського горизонту відзначають тектонічне затишшя, на фоні якого час від часу відбувались середньо- та малоамплітудні тектонічні рухи, наслідком яких було сходження дрібнозернистих турбідитних потоків. Проте дрібнозернисті турбідити чергувались з фоновими геміпелагітами, бентосна фауна яких звертає увагу на палеоглибини акваторії седиментогенезу нижче CCD [2].

Загальний характер розрізів яремчанського горизонту свідчить про поглиблення середньопалеоценового палеобасейну осадо накопичення. Про це констатують дані щодо вмісту карбонатної складової у флішових породах стрийської світи (сантон–дат): у відкладах сантонського віку вона становить 50–65 %, а в породах данського віку – 2–7 % [4, 20]. При цьому варто зауважити, що фонові геміпелагіти і пелігити яремчанського горизонту некарбонатні. За седиментологічним аналізом фонові утворення горизонту, вірогідно, формувались в умовах міжруслових (міжканьйонних) фацій нижніх частин схилу материкового схилу, підніжжя материкового схилу, або перехідних зонах до абісальної рівнини. У стратиграфічному аспекті палеогеографічні і палеотектонічні відмінності в розрізі утворень території досліджень виражені у зміні літофацій русичанської (пізня крейда-даній) серії на карпійську (середній палеоцен-еоцен) серію [3].

Детальний аналіз структурно-текстурних і речовинних особливостей турбідитів яремчанського горизонту дав змогу відмітити, що у нижніх елементах секвенцій А. Боума простежуються дві групи текстур – упорядковані та неупорядковані. Для упорядкованих текстур характерне градаційне, невиразно горизонтальне, неясно скісне розташування кластичного матеріалу. Для неупорядкованих текстур наявні масивний, хаотичний, пудінговий, неупорядкований, неорієнтований характер розміщення

складових частин породи. Структура нижніх інтервалів секвенцій турбідитів яремчанського горизонту є алевропсамітовою, алевритовою, різнозернистою з розміром уламків від пелітової до псамітової або навіть дрібнопсефітової розмірності. Часто співвідношення складових каркасу, представлених пелітовим, алевритовим, псамітовим (і дрібнопсефітовим) матеріалом, відповідає пропорції 1:1:1. За мікроскопічного вивчення петротипів нижніх елементів секвенцій турбідитів горизонту діагностується низький ступінь обточеності уламків каркасу. За речовинним складом кластогенного матеріалу нижніх елементів очевидно, що він розподіляється на теригенний і карбонатний (вапняковий, біогенний). Отже, зважаючи на те, що петротипи порід є елементами секвенції А. Боума, варто зазначити, що в розрізі яремчанського горизонту беруть участь як теригенні, так і карбонатні турбідити (зокрема калькареніт-кальцилотитові). Калькареніт-кальцилотитові турбідити яремчанського горизонту трапляються у борту р. Орява скиби Парашка. Для них типові текстурні елементи секвенції А. Боума, показані для медіальних і дрібнозернистих турбідитів, та секвенції Д. Стоу.

Візуальне та петрографічне вивчення породних рис нижніх елементів секвенцій карбонатних турбідитів допомагає виокремити для них типові риси. Структура породи вивчених різновидів має ознаки, що характеризують її як різнозернисту несортовану погано обкатану, текстура слабо структурована, в долішніх елементах – масивна, в горішніх – конволютна, субгоризонтальна. Інтервал  $T_c$  є потужнішим, ніж у алевропсамітових теригенних турбідитах горизонту (що загалом типове для карбонатних турбідитів), власне, у ньому добре проявлене деформування пластичних елементів шару з утворенням неправильних форм дрібної дисгармонічної асиметричної складчастості, іноді по типу завихріння та складного закручування. Зазвичай такі дрібні складки (утворені турбулентною течією, що виникає у слабколітфікованих осадах, які рухаються по пологому схилу) нахилені у бік переміщення осаду. Азимут падіння осевих поверхонь дрібних конволютних складок 20–45°.

Виконано класифікування петротипів нижніх неупорядкованих елементів секвенцій теригенних турбідитів яремчанського горизонту. За діаграмами піщано-алеврито-глинистих порід такі змішені породи належать до хлидоліту [19], паттуму [18], мікстоліту [21]. Ми можемо доповнити, що обов'язковими рисами їх є наявність двох різнорідних складових (каркас і матрикс), незаконномірне розміщення уламків у породі (матриксі), несортованість за гранулометричним складом, необкатаність кластитів каркасу, змішаність несортованого різноуламкового матеріалу поза залежністю від їх складу та походження, хаотична (масивна) неупорядкована текстура. За класифікаційними діаграмами піщаних порід за складом уламків [13, 19, 21, 23, 24] петротипи теригенних турбідитів потрапляють у поля граувак (кварцові грауваки, польовшпат-кварцові, польовшпатові грауваки, аркозо-грауваки), поліміктових пісковиків та уламкових вапняків. Мікроскопічні дослідження граувак яремчанського горизонту показують, що за співвідношенням каркасу і цементу часто серед граувак є такі, які мають базальний, поровий типи цементації. Наявність граувак в елементі  $T_a$  та  $T_b$  секвенцій яремчанських турбідитів із суттєвим вмістом матриксу (до 15–25 %) є показником квазірідинної суміші або течії глинисто-піщаної маси. Загалом неупорядковані і несортовані алевропсаміти свідчать про гідродинамічні режими турбулентного типу, значні швидкості транспортування і акумуляції, нетривалий шлях переміщення.

Нижні елементи секвенцій карбонатних турбідитів характеризуються різнозернистою дрібнопсефіто-псаміто-алевритовою структурою, масивною текстурою. Кількість карбонатного цементу у петротипах коливається від 5 до 15–20 %. Серед аутигенних мінералів є глауконіт. Кластичний матеріал петротипів переважно представлений неокатаними уламками різних генетичних типів карбонатних порід. Серед уламків каркасу наявна незначна домішка зерен кварцю. Отже, петротип уламкових карбонатів за будовою подібний до хлидолітів теригенних турбідитів.

Із проведених досліджень яремчанського горизонту можна зробити висновок, що хлидоліти, як петротип, становлять нижні елементи секвенції А. Боума, у деяких випадках елемент  $S_3$  або  $S_2$  секвенції Д. Лоу. Для секвенцій, які містять хлидоліти типові, крім неструктурованості і неупорядкованості, – інші текстурні риси. В верхах розрізу секвенції теригенних та карбонатних алевропсамітових турбідитів яремчанського горизонту серед особливих текстурних рис відмічено наявність блюдцеподібних або чашеподібних текстур (dish structure) та флюїдних каналів, трубок обезвожування (fluid escape, “pipes”). Сукупність названих структурно-текстурних особливостей і речовинних ознак дає змогу зауважити, що секвенції з такими рисами є типовими для утворень, які формуються з розжижених та/або флюїдизованих потоків. Отже, у будові дистальних турбідитів яремчанського горизонту виокремлюються не лише літодинамічні типи теригенних і карбонатних модельних та дрібнозернистих турбідитів, а і утворень розжижених та/або флюїдизованих потоків.

Відмічені ознаки схиляють нас до думки, що хлидоліти є породними різновидами літодинамічних типів турбідитів. Вони часто трапляються як у теригенних турбідитах, так і в карбонатних турбідитах. У процесі сходження каламутних потоків, елементами якого був кластичний матеріал хлидолітів вивчених розрізів, він рухався гідродинамічними турбулентними течіями під дією сил гравітації. Дослідження показали, що каламутний турбідитний уламковий (мулистий) потік за умов збільшення крутизни нахилів схилів може розпадатися на дві частини [30, 32, 33]. Верхня частина належить при цьому суспензійній турбідитній хмарі (з яких формуються шаруваті елементи  $T_{bcd}$ ), нижня частина потоку формує базальний текучий шар уламків ( $T_a$ ) [32, 33].

Під час гравітаційного переміщення матеріалу з мілких на великі глибини басейну седиментації турбідитні потоки зазнають епізодичних впливів тектонічних і геодинамічних явищ: землетрусів, критичних швидкостей перемещення і транспортування осадового матеріалу, опору осадів граничній зсувній швидкості потоку, зміни кута схилу тощо. Під час цих явищ уламковий осадовий матеріал, який переноситься потоком, набуває тиксотропних властивостей. Зокрема, сейсмічні поштовхи сприяють утворенню високого порового тиску, що порушує метастабільність структури потоку і приводить до швидкої седиментації, яка відбувається в межах хвилин–перших годин на відстанях переносу першої сотні метрів. Унаслідок цього потік миттєво зупиняється (від підшови до покрівлі). Потоки цього типу (флюїдизовані/розріджені) часто є кінцевою стадією відкладів осаду з турбідитних течій різної, а не лише алевропсамітової та алевропелітової, щільності [16, 32]. Відомо, що для відкладів флюїдизованих (та розріджених) потоків типовими є текстурні елементи (знизу догори): текстури навантаження, погана сортованість, блюдцеподібні текстури, трубки обезвожування, конволютна текстура та інші внутрішньощарові гравітаційні деформації.

Зупинимось на утворенні карбонатних турбідитів яремчанського горизонту. Наявність карбонатних турбідитів дає змогу відмітити, що в межах шельфу пасивної околиці Східно-Європейської платформи в певні періоди середньопалеоценової історії розвивались шельфові басейни (карбонатні платформи) з карбонатною седиментацією. Швидкість занурення шельфу була незначною (інакше осад встигав би закріпитися на мілководді), отже, осадовий матеріал виносили течії на континентальний схил і до його підніжжя. В той же час підніжжя континентального схилу зазнавало пульсації внаслідок термальної і тектонічної контракції, проте на момент формування карбонатних турбідитних осадів яремчанського горизонту воно перебувало на глибинах вище рівня CCD. Шельф палеобасейну, відповідно, просувався в бік відкритого морського басейну, що сприяло інтенсивному нарощуванню потужності проградацийної призми осадів [14, 28, 31]. Ще одним варіантом наявності карбонатних турбідитів у розрізах горизонту, вірогідно, потрібно вважати наявність окремих піднять у межах рівнин яремчанського палеобасейну. В підніжжі таких піднять могли осаджуватись вище критичної глибини карбонатної компенсації утворення карбонатних турбідитів.

У розрізах яремчанського горизонту відмічаємо наявність як теригенних, так і карбонатних турбідитів. Зрозуміло, що карбонатні турбідити утворюються в зоні впливу карбонатної платформи або ізольованих океанських піднять, тоді як теригенні турбідити мають локалізовану область, яка, вірогідно, є прив'язаною до крупного палеобасейну. Численими спостереженнями виявлено [14, 28, 31], що теригенні турбідити формуються за низького рівня моря, яке викликає імпульси збільшення ерозії і, як наслідок, надходження теригенного матеріалу до підніжжя континентального схилу до другого рівня седиментації. Переважання карбонатного матеріалу у карбонатних турбідитах (відповідно, карбонатних систем) свідчить про те, що осадовий матеріал був принесений з сусідньої платформи або окремих піднять підводних рівнин поблизу континентального схилу (Кеннет, 1987) під час високого стояння рівня моря. Характер осадо накопичення в середньопалеоценових розрізах яремчанського горизонту Зовнішньокарпатського басейну контролювався змінами рівня моря, які відбувалися під впливом регіональної синседиментаційної тектоніки. Проте, за можливості, варто брати до уваги ймовірний вплив глобальних змін глибини карбонатної компенсації (ГКК), (carbonate compensatson depth, CCD) та глобальних подієвих явищ на межі крейди і палеогену.

Під час вивчення розрізів яремчанського горизонту увагу дослідників привернуло піщано-глинисте відношення [14], яке представляє кореляцію потужностей псамітових турбідитів (епізодичних подієвих утворень) і продуктів нормальної (фонові) пелагічної седиментації (пелагітів, геміпелагітів). Піщано-глинисте співвідношення розрізів яремчанського горизонту свідчить про значний об'єм секвенції піщаних турбідитів, а отже, про значну долю уламкового піщаного матеріалу у загальній масі цієї частини конуса виносу. Відповідно до тектоно-седиментаційних моделей пасивних околиць континентів, таке явище є поширеним та вивченим у підводних конусах виносу [14], які типові для зрілої стадії океанів. Аналіз цього співвідношення дає змогу конкретизувати палеоокеанографічні обстановки акумуляції яремчанського горизонту.

Відомо, що у світовій геологічній літературі турбідитні відклади розшифровуються відповідно до моделі глибоководного (підводного) конуса виносу (ПКВ), фену. Згідно з тектоно-седиментаційною моделлю підводного конуса виносу [14, 32] виділяють три гіпсометричні рівні підводних каналів (нижній, середній, верхній



фени). В межах ПКВ розвивається суспензійно-потоківий тип седиментогенезу [14]. Специфіка цього типу полягає в тому, що енергоємність каламутних потоків нижнього фену настільки значна, що вони транзитом проходять середній фен. При цьому більшість піщаного матеріалу розвантажується у язиках нижнього фену, або на прилеглій абісальній рівнині [14,16]. У нижніх фенах їх порівнюють з фаціями підводних долин-русел, у той час як у верхніх фенах вони, на думку дослідників, можуть відповідати міжрусловим фаціям [6, 8, 14, 16].

Феномен розвантаження піщаного матеріалу у нижньому фені ми пояснюємо так. В палеоцені-еоцені в південно-східній частині Зовнішньокарпатського басейну перед фронтом Тисії-Дакії нагромаджувались потужні псамітові товщі новоутвореного жолобу Примармароської призми. В північно-східному напрямку жолоб Примармароської призми змінювався континентальним підніжжям та схилом пасивної окраїни Євразії (більша частина Скибової одиниці та Бориславсько-Покутський басейн) [7, 8, 9]. Саме тут, в основі розрізів верхньопалеоценових псамітових середньо- і грубозернистих турбідитів і греїнітів, фіксуються середньопалеоценові тонкоритмічні турбідити і геміпелагіти яремчанського горизонту.

Під час колізійних процесів між мікроконтинентальним терейном Тисії-Дакії й окраїною Євразії (завдяки розвитку акреційної призми) формується покривно-насувна споруда, що росте швидче, ніж руйнується. Отже, змінюються реологічні властивості підкорового субокеанічного субстрату, що забезпечує активізацію піднасуву континентальної Євразійської плити і ріст напружень стискання в зоні контакту плит та ізостатичну компенсацію цього процесу внаслідок прогинання літосфери Зовнішньокарпатського палеобасейну під вагою осадів, що нагромадились. При цьому більшість теригенної зависі осідає на шельфовій зоні і лише за переповнення седиментаційних пасток скидається у вигляді щільного потоку по каньйону на нижні гіпсометричні рівні в зону середнього і нижнього фенів. Лише найпотужніші потоки досягають нижнього рівня. Проте в інтервалах між потоками на континентальному схилі і біля його підніжжя йде накопичення пелагічних відкладів, тому піщані турбідити нижнього фену завжди чергуються з тонкими прошарками пелагітів, а доля піщаних турбідитів зростає в напрямі дистальних частин підводних конусів виносу [14]. Причому в інтервалах між сходженням каламутних потоків йде акумуляція фонових пелагічних мулів, турбідити нижнього фену розшаровуються тонкими глинистими прошарками. Басейн седиментації мав пульсаційний характер, що привело до ритмічно-циклічного чергування зеленкувато-сірих турбідитів (в умовах відновного середовища) та вишнево-червоних геміпелагітів (в умовах окисного середовища). Такий механізм використано для пояснення формування строкатоколірних глин верхньої крейди Атлантичного океану [15]. В геодинамічному сенсі яремчанський горизонт маркує середньопалеоценове затухання тектонічної активності регіону між двома епізодами її активності (сенон-данським і танетським) в процесі розвитку і формування Зовнішньокарпатської акреційної призми, що нарощувала внутрішню призму і розвивалась за зближення терейнів Алькапа та Тисія-Дакія, з одного боку, і Євразійским континентом – з іншого.

Порівнюючи утворення розрізів яремчанського горизонту з осадами сучасних океанів, здається, що вони подібні на осади абісальної рівнини приконтинентальних океанічних басейнів. Згідно з розробленими моделями для фацій рівнинних басейнів відомо, що для них характерна велика кількість геміпелагітів і пелагітів, які

перешаровуються з дрібнозернистими турбідитами. Піщано-глинисте співвідношення розрізів яремчанського горизонту демонструє його утворення в нижній частині континентального схилу яке, очевидно, по латералі заміщувалось (на південний захід та захід-північний захід у сучасних координатах) умовами глибоководного басейну підніжжя материкового схилу та абісальної рівнини.

Описовий і генетичний підходи, використані у виконаних дослідженнях, сприяли отриманню інформації про динамічні процеси, зафіксовані у параметрах порід яремчанського горизонту. Елементи секвенції А. Боума  $T_{dce}$  інтерпретуються як відклади з залишкового каламутного потоку невисокої щільності (елементи  $T_{dc}$ ) та осадонакопичення з суспензії у вигляді масивного аргіліту (елемент  $T_e$ ).

У деяких розрізах виявлено елемент  $T_a$  секвенції А. Боума. Він корелюється з інтервалами Д. Лау (1982), що відкладаються у фазу каламутної течії з зависі помірної ( $S_2$ ) та низькою ( $S_3$ ) щільністю. Сам Д. Лау говорить тільки про інтервал ( $S_3$ ), проте ми погоджуємось з тими дослідниками [32] турбідитних течій, які вважають, що кожна хвиля седиментації характеризується підвищенням нестабільності регіону, де вони проявляються, і має прискорення швидкості потоку і седиментогенезу з нього, тому елементи різних стадій турбідитних течій можуть накладатися або зміщуватись.

Виокремлення секвенцій А. Боума дали змогу вивчити вертикальні перерізи турбідитних фацій як відкладів гравітаційного потоку у визначеному місці його шляху. Виявлення утворень розжигених або/та флюїдизованих потоків відкриває перед дослідниками перспективи щодо об'єднання їх з утвореннями секвенцій А. Боума в один фаціальний масив утворень певного (одного) гравітаційного потоку в інтервалі визначеного часу. Своєю чергою, це дає змогу для латеральних фаціальних узагальнень, які можуть показувати, як змінюються умови турбідитного потоку у просторі завдяки його трансформаціям.

Утворення яремчанського горизонту представлені геміпелагітами та пелагітами з псамоалевритовими і алевропсамітовими турбідитами. Вони, за порівняння з осадами сучасних океанів, ймовірно, сформовані в зоні континентального підніжжя на межі з глибоководною рівниною палеобасейну.

**Наукова новизна.** Проаналізовано структурно-текстурні особливості літодинамічних типів розрізів середньопалеоценового яремчанського горизонту, виконано їх седиментологічний аналіз, вивчено петрографічні риси теригенних і карбонатних петротипів секвенцій турбідитів, схарактеризовано седиментологічні, тектонічні, геодинамічні процеси становлення яремчанського утворення у середньопалеоценовий час, знайдено їх місце у розвитку геодинамічних подій Зовнішньокарпатського палеобасейну.

**Практична значущість.** Результати дослідження сприятимуть кращому розумінню геологічної будови Скибової зони Українських Карпат, матимуть значення для палеогеографічних палеотектонічних (палеогеодинамічних) побудов. В емпіричному сенсі дослідження сприятимуть вивченню геологічних тіл, перспективних на вуглеводні.

**Висновки.** Досліджено розрізи середньопалеоценового строкатоколірного яремчанського горизонту в скибах Парашка, Сколівській, Орівській Скибового тектонічного покриву, які характеризуються ритмічно-циклічним перешаруванням зеленкувато-сірих алевропсамітових і алевропелітових турбідитів та вишнево-червоних геміпелагітів і пелагітів. Зрідка трапляються перевірки алевритових контуритів.

Ритмостратиграфічне вивчення яремчанського горизонту дає змогу зачислити його до секвенції першого порядку (високого, четвертого рангу), яка містить секвенції вищих (другого й третього) порядків (рангів). У будові розрізів яремчанського горизонту беруть участь теригенні та карбонатні турбідити. Для елементарних турбідитних секвенцій, як теригенного, так і карбонатного складу, характерні елементи текстур А. Боума  $T_{dec}$ . Проте є теригенні шари, які характеризуються невпорядкованою текстурою з інтервалами (знизу догори) блюдеподібної (тарільчастої) шаруватості, що містять трубки зневоднення, конволютну шаруватість з гравітаційними внутрішньшаровими деформаціями. Ці шари мають несортовану, різнозернисту пудінгову структуру. Нижній контакт є ерозійним, верхній – рівний з прихованими слідами розмиву. Ці шари паралелізуються за механізмом утворення з відкладеннями флюїдизованих (та/або розжижених) потоків, що виникають на кінцевій стадії різнощільних турбідитних течій.

Вивчення петрографічних рис петротипів турбідитних секвенцій дає змогу виокремити хлїдоліти (паттуми, мікстоліти), які за речовинним складом уламків належать граувакам. У них вміст цементу становить не менше 10–25 % і свідчить про турбулентний потоковий характер глинисто-піщаної маси, з якої відбувалось осадження. Серед граувак окрему групу займають уламкові карбонатні породи – калькареніт-кальцилїтитові турбідити (скиба Парашки, р. Орява). Вони утворилися за перевідкладення шельфового карбонатного матеріалу та/або матеріалу внутрішньоокеанських піднять до глибоководного седиментаційного басейну континентального підніжжя, яке на момент їх акумуляції мав глибини вище CCD. Не виключається вірогідний вплив глобальних подієвих явищ, які розвивались на межі крейди і палеогену.

За виявленими літодинамічними типами середньопалеоценового горизонту та їх інтерпретацією формування яремчанського горизонту відбувалось у підніжжі континентального схилу пасивної окраїни Євразії на межі глибоководної рівнини Зовнішньокарпатського флішового палеобасейну під час тимчасової стабілізації тектонічного режиму. Континентальне підніжжя пульсаційно змінювало свої батиметричні параметри завдяки конвергентним подіям між Євразією та мікроконтинентами океану Тетїс, субдукції основи Карпатського флішового басейну під Тисію-Дакію та скальпуванню осадів з його основи. Ці події контролювали періодичне насування та конседиментаційне нарощування знизу нових флішових покривних одиниць давньої акреційної призми на активній околиці Тисії-Дакії [8, 9].

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Андреева-Григорович А. С.* Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону (диноцисты и нанопланктон) : автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук : 04.00.09. Киев, 1991. 47 с.
2. *Андреева-Григорович А., Маслун Н., Гнїлко С., Гнїлко О.* Про вік і умови седиментації горизонтів строкатих аргїлітів у палеоцен-еоценових відкладах Українських Карпат // Проблеми геології фанерозою України : матеріали V Всеукр. наук. конф. (8–14 жовтня 2014 р.). Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2014. С. 3–6.
3. *Вялов О. С., Гаура С. П., Даныш В. В., Лещух Р. Й., Пономарева Л. Д., Романив А. М., Царненко П. Н., Циж І. Т.* История геологического развития Украинских Карпат. Киев : Наук, думка, 1981. 180 с.

4. *Габинет М. П., Кульчицкий Я. О., Матковский О. И.* Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат : Кульчицкий Я. О. (ред.). Львов, 1976. Т. 1. 200 с.
5. Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов масштаба 1 : 200 000 / под. ред. В. А. Шакина. Киев : Мингео УССР, 1976. 6 л.
6. *Гнилко О. М.* Про седиментаційні процеси формування флішевих відкладів Українських Карпат // зб. наук. праць Ін-ту геологічних наук НАН України. Київ, 2010. Вип. 3. С. 32–37.
7. *Гнилко О. М.* Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреційна призма // Геодинаміка. 2012. №1 (12). С. 67–78.
8. *Гнилко О. М.* Геологічна будова та еволюція Українських Карпат : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня д-ра геол. наук : спец. 04.00.01 “загальна та регіональна геологія”. Львів, 2016. 46 с.
9. *Гнилко О. М., Генералова Л. В.* Тектоно-седиментационное развитие Предмармарошской аккреционной призмы Украинских Флишевых Карпат // Вестник Санкт-Петербургского университета. 2014. Сер. 7. Вып. 2.– С. 5–23.
10. *Досин Г. Д.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Карпатская. М-34-XXX / Министерство геологии СССР, 1963. 1 л.
11. *Костюк О. В., Генералова Л. В., Богданова М. И., Хом'як Л. М.* Речовинні особливості мідистих верхньокрейдово-еоценових відкладів Скибових Карпат та їхня структурна позиція // Наукові праці Донецького НТУ. Сер. «Гірничо-геол.» Донецьк, 2008. Вип. 8 (136). С. 125–130.
12. *Крашенинников Г. Ф.* Основные принципы классификации осадочных пород и современных осадков // Генезис и классификация осадочных пород. Международный геологический конгресс, XXIII сессия. Москва, 1968. С. 7–16.
13. *Кульчицкий Я. О., Хлопонин К. Л.* О возрасте яремчанских песчаников (Вост. Карпаты) // Геология нефти. 1957. № 9. С. 31–35.
14. Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов : Щеглов А. Д. (ред.). Санкт-Петербург : Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.
15. *Мурдмаа И. О.* Фации океанов. Москва : Наука, 1987. 303 с.
16. Обстановки осадконакопления и фации : в 2 т. Т. 2 / [Рединг Х. Г., Коллинсон Дж. Д., Аален Ф. А. и др.] ; под. ред. Х. Рединга ; пер. с англ. Москва : Мир, 1990. 384 с.
17. *Пилипчук А. С.* Литологические особенности и условия образования пестроцветных обложений палеоцена Скибовой зоны Карпат // Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1972. С. 101–110.
18. *Попов В. И.* Геологические условия формирования кайнозойских моласс Ферганы. Ташкент : Государственное издательство научно-технической и социально-экономической литературы Узбекской ССР, 1940. 96 с.
19. *Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород. Москва–Ленинград : Гостоптехиздат, 1940. Т. 1. 476 с. ; Т. 2. 420 с.
20. *Рудницька Т., Ціж Н.* Нові дані з літології відкладів стрійської світи Скибової зони Українських Карпат // Геологія і геохімія горючих копалин. 2012. № 1–2 (158–159). С. 61–67.
21. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов : Шванов В. Н. (ред.). Санкт-Петербург : Недра, 1998. 352 с.

22. Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат : Вялова О. С. (ред.). Киев : Наук. думка, 1988. 204 с.
23. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Ленинград : Недра, 1987. 269 с.
24. Шутлов В. Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. 86–103 с.
25. Bouma A. H. Sedimentology of some Flysch deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, Amsterdam, 1962. 168 p.
26. Einsele G. Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget. Berlin: Springer Verlag, 1992. 615 p.
27. Lowe D.R. Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents // J. Sediment. Pet., 1982. Vol. 52. P. 279–297. <https://doi.org/10.1306/212F7F31-2B24-11D7-8648000102C1865D>
28. Mukherjee A., Bhattacharya H. N. Mixed siliciclastic–carbonate debrite–turbidite deposits in Paleoproterozoic Aravalli Supergroup, Zawar, Rajasthan, India: Implications on the Aravalli Basin evolution // J. Earth Syst. Sci. 2021. Vol. 130 :177. P. 1–16. Indian Academy of Sciences. <https://doi.org/10.1007/s12040-021-01681-4>
29. Posamentier H. W., Walker R. G. Deep-Water Turbidites and Submarine Fans Facies Models Revisited : Posamentier H. W. (ed.) // SEPM Special Publication. 2006. No. 84. 122 p. <https://doi.org/10.2110/pec.06.84.0399>
30. Sanders J. E., Middleton G. V. Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related re-sedimentation mechanisms: Sanders J. E. (ed.). Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation // SEPM Special Publications. 1965. No. 12. P.192–219. <https://doi.org/10.2110/pec.65.08.0192>
31. Swart R. The Brandberg West Formation – a Late Proterozoic carbonate turbidite? // Commun. geol. Surv. S. W. Africa Namibia. 1987. No. 3. P. 23–27. [https://mme.gov.na/files/publications/4a6\\_Swart\\_Brandberg%20West%20Fm.pdf](https://mme.gov.na/files/publications/4a6_Swart_Brandberg%20West%20Fm.pdf)
32. Tinterri R., Civa A., Laporta M., Piazza A. Turbidites and turbidity currents. Chapter 17. In Regional Geology and Tectonics (Second Edition). Vol. 1: Principles of Geologic Analysis. 2020. P. 441–479 . <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64134-2.00016-X>
33. Yang T. Cao Y., Friis H., Liu K., Wang Y. Origin and evolution processes of hybrid event beds in the Lower Cretaceous of the Lingshan Island, Eastern China // Australian Journal of Earth Sciences. 2018. Vol. 65. No. 4. P. 517–534. DOI: 10.1080/08120099.2018.1433236

## REFERENCES

1. Andreieva-Hryhorovych A. S. (1991). Zonal stratigraphy of the Paleogene of the south of the USSR according to phytoplankton (dinocysts and nanoplankton) : author. dis. ... dr. geol.-min. sciences : 04.00.09. Kyiv, 47 p. (in russian).
2. Andreieva-Hryhorovych A., Maslun N., Hnylko S., Hnylko O. (2014). On the age and conditions of sedimentation of horizons of variegated argillites in the Paleocene-Eocene deposits of the Ukrainian Carpathians // *Problems of Phanerozoic Geology of Ukraine: Materials V*

- All-Ukrainian. sciences. conf.* (October 8–14, 2014). Lviv : LNU named after Ivan Franko. P. 3–6 (in Ukrainian).
3. Vyalov O. S., Havura S. P., Danysh V. V., Leshchukh R. Y., Ponomareva L. D., Romanov A. M., Tsarnenko P. N., Tsyzh I. T. (1981). History geological development of the Ukrainian Carpathians. Kyiv : Nauk. Dumka, 1981. 180 p. (in russian).
  4. Habynt M. P., Kulchitskyi Ya. O., Matkovskiy O. Y. (1976). Geology and minerals of the Ukrainian Carpathians. Lviv. Vol. 1. 200 p. (in russian).
  5. Geological map of the Ukrainian Carpathians and adjacent depressions at a scale of 1: 200,000 (1976). Under. ed. V. A. Shakyn. Kyiv : Mingeo USSR. 6 p. (in russian).
  6. Hnylko O. M. (2010). On sedimentation processes of formation of flysch deposits of the Ukrainian Carpathians. *Coll. Science. Proceedings of the Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine*. Kyiv. Issue. 3. P. 32–37 (in Ukrainian).
  7. Hnylko O. M. (2012). Tectonic zoning of the Carpathians in the light of terrain tectonics. Article 2. Flisch Carpathians – an ancient accretion prism. *Geodynamics*. No. (12). P. 67–78 (in Ukrainian).
  8. Hnylko O. M. (2016). Geological structure and evolution of the Ukrainian Carpathians: author's ref. dis. for science. degree of doctor of geol. Science: special. 04.00.01 "General and regional geology". Lviv, 2016. 46 p. (in Ukrainian).
  9. Hnylko O. M. Heneralova L. V. (2014). Tectono-sedimentation development of the Predmarmarosh accretion prism of the Ukrainian Flishev Carpathians. *Bulletin of St. Petersburg University*. Ser.7. Iss. 2. P. 5–23 (in Ukrainian).
  10. Dosin H. D. (1963). Geological map of the USSR. Scale 1: 200 000. Carpathian series. M-34-XXX / Ministry of Geology of the USSR. 1 p. (in russian).
  11. Kostyuk O. V. Heneralova L. V., Bogdanova M. I., Khomiak L. M. (2008). Substantive features of copper-bearing Upper Cretaceous-Eocene deposits of the Skibo Carpathians and their structural position. *Scientific works of Donetsk NTU. Ser "Mining Geologist"*. Donetsk. Issue. 8 (136). P. 125–130 (in Ukrainian).
  12. Krashenninikov G. F. (1968). Basic principles for the classification of sedimentary rocks and recent sediments. *Genesis and classification of sedimentary rocks. International Geological Congress, XXIII session*. Moscow. P. 7–16 (in russian).
  13. Kulchitskyi Ya. O., Khloponyn K. L. (1957). On the age of Yaremche sandstones (Eastern Carpathians). *Geology of oil*. No. 9. P. 31–35 (in russian).
  14. Baskov E. A., Belenytskaia H. A., Romanovskiy S. Y. et al. (1998). Lithogeodynamics and mineralogy of sedimentary basins. ed. A. D. Shcheglov. SPb : Izd-vo VSEGEI. 480 p. (in russian).
  15. Murdmaa Y. O. (1987). Facies of the oceans. Moscow : Science. 303 p. (in russian).
  16. Reding H. G., Collinson J. D., Aalen F. A. et al. (1990). Sedimentary environments and facies in 2 vols. Vol. 2. under. ed. H. Reading ; per. from English. Moscow : Mir. 384 p. (in russian).
  17. Pylypchuk A. S. (1972). Lithological features and conditions for the formation of variegated deposits of the Paleocene Skibova zone of the Carpathians. *New data on geology and oil and gas potential of the Ukrainian SSR*. Lvov : LNU named after Ivan Franko. P. 101–110 (in russian).
  18. Popov V. I. (1940). Geological conditions for the formation of the Cenozoic molasses of Fergana. Tashkent: State publishing house of scientific, technical and socio-economic literature of the Uzbek SSR. 96 p. (in russian).

19. Pustovalov L. V. (1940). Petrography of sedimentary rocks. Moscow–Leningrad : Gostoptekhizdat. Vol. 1. 476 p.; Vol. 2. 420 p. (in russian).
20. Rudnytska T., Tsyzh N. (2012). New data on the lithology of the Stryi deposits of the Skib zone of the Ukrainian Carpathians. *Geology and geochemistry of combustible minerals*. No. 1–2 (158–159). P. 61–67. (in Ukrainian).
21. Shvanov V. N., Frolov V. T., Sergeeva E. I. etc. (1998). Systematics and classification of sedimentary rocks and their analogues. SPb. : Nedra. 352 p. (in russian).
22. Vyalov O. S., Havura S. P., Danysh V. V. etc. (1988). Stratotypes of the Cretaceous and Paleogene deposits of the Ukrainian Carpathians. Kyiv : Nauk. dumka. 204 p. (in russian).
23. Shvanov V. N. (1987). Petrography of sandy rocks (component composition, systematics and description of mineral species. Leningrad : Nedra. 269 p. (in russian).
24. Shutov V. D. (1967). Classification of sandstones. *Lithology and minerals*. No. 5. 86–103 p. (in russian).
25. Bouma A. H. (1962). Sedimentology of some Flysch deposits. *A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Amsterdam : Elsevier. 168 p.
26. Einsele G. (1992). Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget. Berlin : Springer Verlag. 615 p.
27. Lowe D. R. (1982). Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sediment. Pet.* Vol. 52. P. 279–297. <https://doi.org/10.1306/212F7F31-2B24-11D7-8648000102C1865D>
28. Mukherjee A. Bhattacharya H. N. (2021). Mixed siliciclastic–carbonate debrite–turbidite deposits in Paleoproterozoic Aravalli Supergroup, Zawar, Rajasthan, India: Implications on the Aravalli Basin evolution. *J. Earth Syst. Sci.* 2021. Vol. 130:177. P. 1–16. Indian Academy of Sciences. <https://doi.org/10.1007/s12040-021-01681-4>
29. Posamentier H. W., Walker R. G. (2006). Deep-Water Turbidites and Submarine Fans Facies Models Revisited. Ed. : H. W. Posamentier. SEPM Special Publication. No. 84. 122 p. <https://doi.org/10.2110/pec.06.84.0399>
30. Sanders J. E. (1965). Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. Ed. : G. V. Middleton: *Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation*. SEPM Special Publications. No. 12. P. 192–219. <https://doi.org/10.2110/pec.65.08.0192>
31. Swart R. (1987). The Brandberg West Formation – a Late Proterozoic carbonate turbidite? *Communs geol. Surv. S. W. Africa Namibia*. No. 3. P. 23–27. [https://mme.gov.na/files/publications/4a6\\_Swart\\_Brandberg%20West%20Fm.pdf](https://mme.gov.na/files/publications/4a6_Swart_Brandberg%20West%20Fm.pdf)
32. Tinterri R., Civa A., Laporta M., Piazza A. (2020). Turbidites and turbidity currents. Chapter 17. In *Regional Geology and Tectonics* (Second Edition). Vol. 1: *Principles of Geologic Analysis*. 441–479 p. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64134-2.00016-X>
33. Yang T., Cao Y., Friis H., Liu K., Wang Y. Origin and evolution processes of hybrid event beds in the Lower Cretaceous of the Lingshan Island, Eastern China. *Australian Journal of Earth Sciences*. 2018. Vol. 65. No. 4. P. 517–534. DOI: 10.1080/08120099.2018.1433236

Стаття: надійшла до редакції 16.05.2022  
прийнята до друку 20.05.2022

**TURBIDITES IN THE MIDDLE PALEOCENE VARIEGATED FORMATIONS  
OF THE SKYBA NAPPE BETWEEN THE RIVERS OPIR AND SVICHA  
OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS**

**Larysa Heneralova, Oleksandr Kostyuk, Anton Heneralov**

*Ivan Franko National University of Lviv,  
Hrushevskogo Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005  
larysa.heneralova@lnu.edu.ua;  
oleksandr.kostyuk@lnu.edu.ua;  
avheneralov@ukr.net*

The paper presents the results of the study of sections of the Middle Paleocene variegated the Yaremche horizon in the skybas of Parashka, Skolivska, Orivska Skiba tectonic nappe. The work is based on the results of geological observations between the rivers Opir and Svicha and laboratory studies. The Yaremche horizon is characterized by rhythmic-cyclic interlayering of greenish-gray siltsammitic and siltpelitic turbidites and cherry-red hemipelagites and pelagites. The purpose of the paper is to study the features of horizon sections and to establish the features of paleogeodynamic and paleogeographic modes of their formation. Rhythmostratigraphic study of the Yaremche horizon, allows it to be included in the sequence of the first order, which contains sequences of higher, second and third orders. Terrigenous and carbonate turbidites take part in the construction of sections of the Yaremche horizon. For turbidite sequences, both terrigenous and carbonate composition, are characterized by elements of textures A. Bouma *Tdce*. However, there are terrigenous layers that have a disordered texture with intervals (bottom up) of dish (plate) structure, which contain fluid escape “pipes”, convoluted lamination with gravitational intralayer deformations (in flat top). These layers have an unsorted, multi-grained, pudding structure. The lower contact is erosive, the upper – smooth with hidden traces of erosion. These layers are parallelized by the mechanism of formation with deposits of fluidized (and/or liquefied) flows that occur at the final stage of turbidity currents. The study of petrographic features of petrotypes of turbidite sequences makes it possible to isolate chlidolites (pat-tums, mixstolites), which belong to greywackes in terms of the material composition of the fragments. The content of cement in them is not less than 10–25 % and indicates the turbulent flow nature of the clay-sand mass from which the deposits were formed. Among the greywackes, a separate group is occupied by fragmentary carbonate rocks – calcarenite-calcillite turbidites (Parashka skyba, Oryava river). They were formed during the redeposition of shelf carbonate material and/or intra-oceanic uplift material to the deep-water sedimentary basin of the continental shelf, which at the time of their accumulation had depths above the CCD. The formation of the Yaremche horizon took place at the foot of the continental slope of the passive outskirts of Eurasia, on the border of the deep-water plain of the External Carpathian flysch paleobasin during the temporary stabilization of the tectonic regime. The continental foothills pulsatingly changed their bathymetric parameters, due to convergent events between Eurasia and the microcontinents of the Tethys Ocean. They controlled the periodic approach and formation of flysch nappe units of accretion prisms on the active continental margin. The scientific results of the study will contribute to a better understanding of the geological structure of the Skiba zone of the Ukrainian Carpathians. The practical results of the study will contribute to the study of geological bodies promising for hydrocarbons.

*Key words:* Flysch Carpathians, Skiba nappe, skybas of Parashka, Skolivska, Orivska variegated the Yaremche horizon, turbidites.