

О. М. Гнилко, С. Р. Гнилко

**СТРАТИГРАФІЯ ТА УМОВИ СЕДИМЕНТАЦІЇ ЕОЦЕНОВОГО ФЛІШУ КРОСНЕНСЬКОГО (СІЛЕЗЬКОГО) ПОКРИВУ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ**

(Рекомендовано чл.-кор. НАН України В. М. Семененком)

Приведены результаты стратиграфических и седиментологических исследований эоценовых отложений Кросненского (Силезского) покрова Украинских Карпат. В этих отложениях выделены четыре биостратиграфические подразделения – слои с *Recurvoides smugarensis* (нижний эоцен), слои с *Reticulophragmium amplectens* (низы среднего эоцена), слои с *Ammodiscus latus* (верхи среднего эоцена), слои с *Reticulophragmium rotundidorsatum* (низы верхнего эоцена), границы которых не совпадают с границами литостратиграфических единиц. Согласно седиментологическому и микрофаунистическому анализам седиментация эоценовых отложений происходила главным образом в глубоководных батинально-абиссальных условиях.

The results of stratigraphic and sedimentological investigating Eocene deposits of the the Krosno (Silesian) nappe (Ukrainian Carpathians) are represented. There where distinguished four biostratigraphic unit – beds with *Recurvoides smugarensis* (Lower Eocene), beds with *Reticulophragmium amplectens* (lower part of Middle Eocene), beds with *Ammodiscus latus* (upper part of Middle Eocene), beds with *Reticulophragmium rotundidorsatum* (lower part of Upper Eocene). According to our sedimentological and micropaleontological analyses Eocene sedimentation occurred mainly in deep-water bathyal-abyssal conditions.

**Вступ**

Кросненська (інша назва – Сілезька) тектонічна одиниця належить до Зовнішніх, або Флішевих Карпат – системи покривів, складених головним чином крейдово-міоценовим флішем. Покриви відрізняються як внутрішньою будовою, так і речовинним наповненням. Кросненська одиниця на українській території безпосередньо продовжує один з найбільших покривів Західних Карпат – Сілезький. Будову, границі та речовинне наповнення Кросненського елемента дослідники трактують по-різному. Особливо дискусійними є характер і положення північно-східної його межі [8, 9, 16 та ін.]. Здебільшого до Кросненської зони включалися відклади, притаманні для Скибового покриву (стрийська світа та палеоценово-еоценові стратони).

При польових роботах 2006–2010 рр. одним з авторів разом з В. О. Ващенком (начальником геологозйомочної партії Львівської ГРЕ) були проведені спеціальні структурні дослідження, внаслідок яких простежена і закартована зона насуву Кросненського покриву (що відмічається меланжем і олістостромою) від басейну

р. Дністер, поблизу кордону з Польщею, на південний схід до Голятинської структури – фрагмента Субсілезького покриву [2]. Отже, за даними наших робіт, великий Сілезький покрив Західних Карпат не затухає на українській території, як це допускалось в роботі [16], а продовжується до басейну р. Тереля, де перекивається Свидовецьким покривом (рис. 1). За таким трактуванням геологічної будови, Кросненська одиниця не містить відкладів, властивих Скибовому покриву (стрийська світа та ін.); вона представлена тільки породами, що порівнюються з осадовими утвореннями Сілезького покриву Західних Карпат (істебнянська літофація та ін.). В Українських Карпатах ця одиниця поділяється [8] на два субпокриви (з півдня до півночі): Сойменський і Турківський, які дещо відмінні між собою за будовою та речовинним наповненням.

Стратифікація порід Кросненського покриву, що складають дуже давній нафтовидобувний район, є актуальною проблемою. До цього часу в українському сегменті Карпат залишаються по суті не стратифіковані до-олігоценові утворення покриву. Ці утворення у Сойменському субпокриві на підставі рідкісних знахідок фауни вважались належними до широкого вікового діапазону – від пізньої крейди до еоцену [15]. Дещо краще

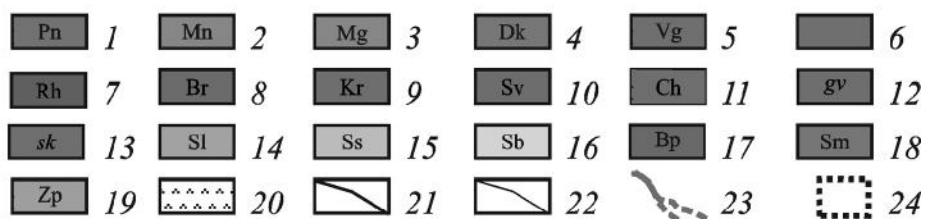
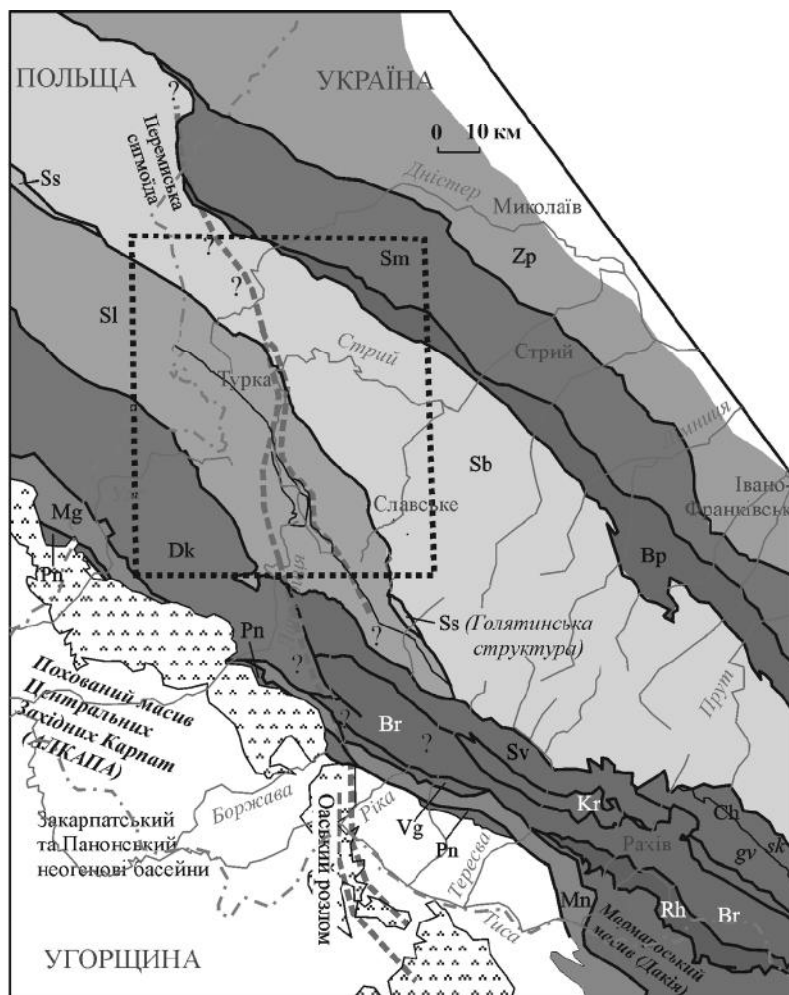


Рис. 1. Положення Кросненської тектонічної одиниці на тектонічній схемі Українських Карпат та суміжних територій. Склад О. М. Гнилко з урахуванням матеріалів робіт [1, 8, 9, 16 та ін.]

1 – П'єнінська зона; 2 – Монастирецький покрив (внутрішньокарпатський фліш); 3 – Магурський покрив; 4 – Дукалянський покрив; 5 – Везанський покрив (Мармароські скелі); 6 – Мармароський масив; 7 – Кам'янопотоцький та Рахівський покриви; 8 – Буркутський покрив; 9 – Красношорський покрив; 10 – Свидовецький покрив; 11 – Чорногорський покрив; 12 – Говерлінський субпокрив; 13 – Скупівський субпокрив; 14 – Кросненський (Сілезький) покрив; 15 – Субсілезький покрив (Голятинська структура та ін.); 16 – Скибовий покрив; 17 – Бориславсько-Покутська одиниця; 18 – Внутрішня зона Передкарпатського неогенового прогину (Самбірський покрив); 19 – Зовнішня (Більче-Волицька) зона Передкарпатського прогину; 20 – неогенові вулканіти Закарпаття; 21 – великі розломи – межі тектонічних одиниць; 22 – другорядні розломи, інші геологічні границі; 23 – контури Латорицько-Стрийської зсувної зони – межі Східних і Західних Карпат; 24 – місцезнаходження схеми локалізації вивчених розрізів, зображеної на рис. 2

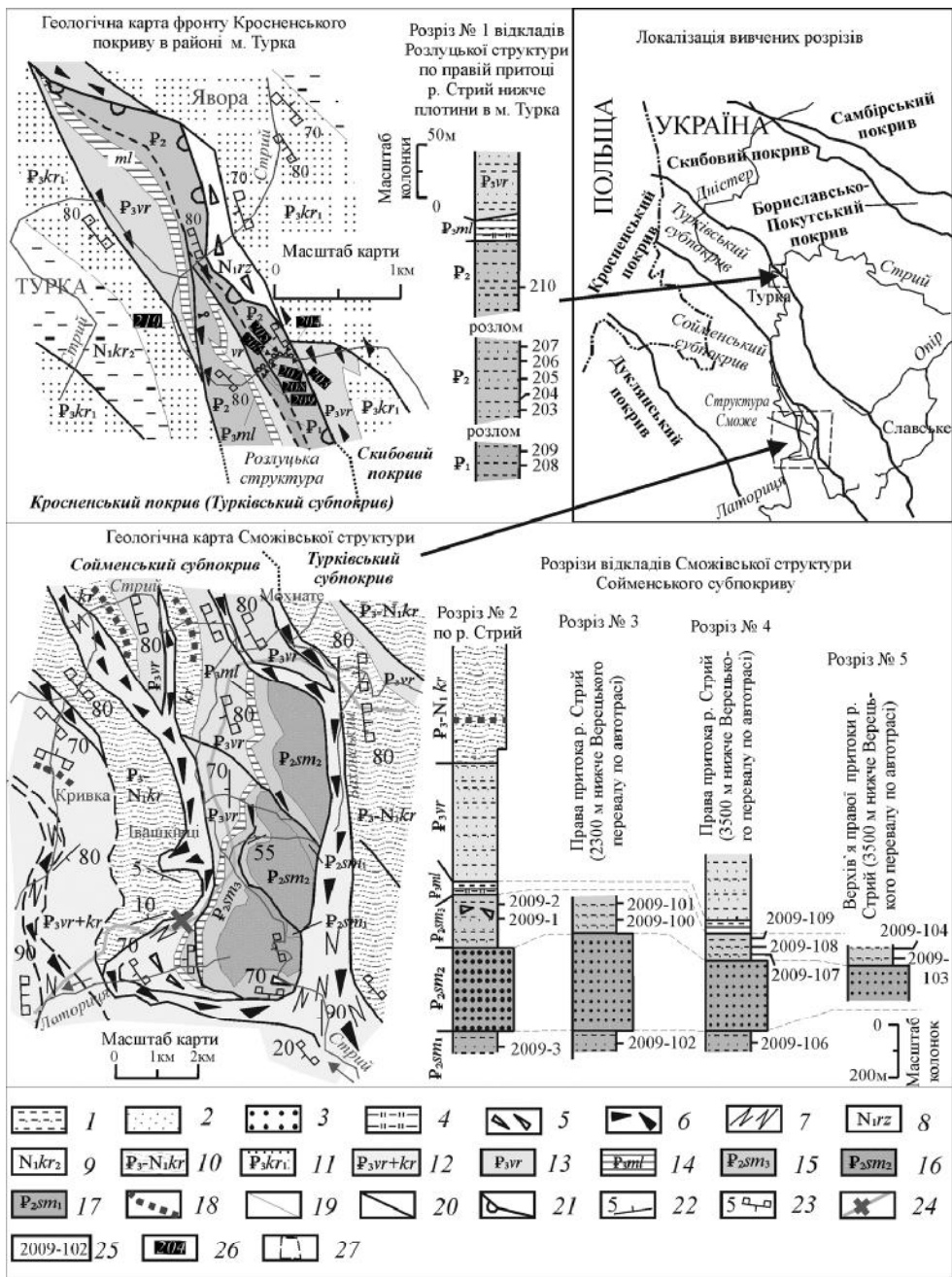


Рис. 2. Геологічні карти та розрізи відкладів Сможівської (Сойменський субпокрив) та Розлуцької структур (Турківський субпокрив) Кросненського покриття. Склад О. М. Гнилко

1 – тонко-середньоритмічний фліш (турбідити); 2 – піскуватий фліш (турбідити, греїніти); 3 – товстори́тмічний фліш, пісковики, гравеліти (греїніти, грубозернисті турбідити); 4 – силіциди (геміпелагіти); 5 – лінії олістостром (дебритів); 6 – тектонічні брекчії, меланж; 7 – зони дрібної інтенсивної складчастості; 8 – розлуцька олістострома, розвинена перед фронтом Кросненського (Сілезького) покриття; 9 – середньокросненська підсвіта; 10 – кросненська світа; 11 – нижньокросненська підсвіта; 12 – верещька та кросненська світи нерозчленовані; 13 – верещька світа; 14 – менілітова світа; 15 – верхньосойменська підсвіта; 16 – середньосойменська підсвіта; 17 – нижньосойменська підсвіта; 18 – горизонт-маркер головецьких смугастих вапняків; 19 – стратиграфічно згідні границі стратонів; 20 – розломи; 21 – поверхня насуву Кросненського покриття; 22 – елементи залягання порід; 23 – елементи залягання із зображенням (дрібними прямокутниками) нижньої поверхні осадових пластів; 24 – автошлях та Верещький перевал; 25 – номери відібраних проб та їх локалізація на розрізах; 26 – номери проб та їх локалізація на карті; 27 – локалізація детальних геологічних карт на оглядовій схемі

вони стратифіковані в Турківському субпокрові, хоча тут їх розріз не відображений на існуючій стратиграфічній схемі Українських Карпат [14]. Літологічна і мікрофауністична характеристики розрізу дооліоценових відкладів Турківського субпокрову наведені в роботах [1, 8 та ін.]. Проте ці відклади, розвинені в Розлуцькій структурі, відносились не до Кросненської, а до Венгловецької (Субсілезької) структурно-фаціальної зони.

Залишається актуальною і проблема реконструкції (відповідно до сучасних теоретичних концепцій і методик) умов формування флішу українського сегмента Кросненського покрову. Дослідження в цьому напрямі проводились для інших ділянок Карпат [3, 7, 17]. В представленій роботі автори намагаються частково вирішити означені проблеми, а також розглядають стратиграфію та умови нагромадження еоценових флішевих утворень Кросненського покрову.

## Матеріали та метод

У 2008–2010 рр. О. М. Гнилко досліджував характерні природні розрізи відкладів Кросненського покрову в басейнах рік Латориця і Стрий при проведенні (разом з В. О. Ващенком) геологічного довивчення масштабу 1:200 000 з метою підготовки до видання аркуша "Стрий" Державної геологічної карти України. При вивченні природних розрізів відкладів, деякі з яких показані на рис. 2, застосовувався седиментологічний аналіз відповідно до методики, описаної в літературі [11 та ін.]. Для мікропалеонтологічної характеристики еоценових утворень були використані проби масою 300 г, відібрані з природніх відслонень (гемі)пелагічних відкладів.

## Літостратиграфія та седиментологічні особливості відкладів

Еоценові відклади в Сойменському субпокрові представлені характерною темно-колірною товщею – "чорним еоценом", або сойменською світою [15]. Вони виведені на поверхню на незначних площах серед оліоценових утворень, зокрема в структурі Сможе – великій тектонічній лінзі (дуплеksi) в передовій частині Сойменського субпокрову. Розрізи флішу в цій структурі добре відсло-

нюються по р. Стрий та його правих притоках (притоки розташовані приблизно в 2300 та 3500 м нижче Верецького перевалу по новій автомобільній трасі). Тут світа підрозділяється на три частини, які на нашій геологічній карті (рис. 2) показані як підсвіти. Нижня підсвіта представлена товщею (потужність – близько 200 м) тонко- і середньоритмічного флішу. Це чергування чорних і зелених аргілітів з гомогенними та паралельноламінованими текстурами, сірих аргілітів, алевролітів, дрібно-середньозернистих пісковиків з текстурними елементами Боума типу  $T_{cde}$ ,  $T_{bcde}$ . Верстви з елементами Боума вважаємо літифікованими продуктами діяльності турбідитних потоків низької та середньої густини, а глинисті тонколаміновані седименти – утвореннями нової геміпелагічної седиментації.

Середня підсвіта складена товщею (потужність – 350–400 м) товстошаруватих різнозернистих пісковиків (рис. 3). Текстури порід масивні внутрішньогомгенні і пудингові з домішками гравійного матеріалу. Іноді пісковики переходять в гравеліти, складені переважно різнообкатаними уламками кварцу, рідше – польових шпатів, метаморфічних і осадових порід. Підсвіта, відповідно до своїх текстурних ознак, нагромаджена зерновими (англ. grain-flow) та високогустинними турбідитними потоками.

Верхня підсвіта представлена товщею (потужність – майже 200 м) тонко-, рідше середньоритмічного флішу – перешаруванням чорних і зелених аргілітів, алевролітів, дрібно- і середньозернистих суттєво кварцових пісковиків з текстурними елементами Боума типу  $T_{cde}$ ,  $T_{bcde}$ . Це чергування геміпелагітів та дрібнозернистих турбідитів. У тонкоритмічному фліші місцями (р. Стрий, нижче с. Климець) спостерігаються малопотужні (до перших метрів) горизонти дебритів – відкладів грязекам'яних потоків (debris-flow). Матрикс дебритів – піщано-глинистий з хаотичною текстурою, включення представлені необкатаними невідсортованими уламками і брилами (розміром до перших дециметрів) перевідкладених флішевих порід, що "розсіяні" в матриксі. Зауважимо, що сукупність таких продуктів діяльності грязекам'яних потоків формують олістостромові товщі, широко розвинені в Карпатах.



Рис. 3. Товща псамітів – відкладів зернових та високогустинних турбідитних потоків. Середня частина сойменської світи, Кросненський (Сілезький) покрив, "структура Сможе". Кар'єр на правому березі Стрия нижче с. Климець

На південному краю структури Сможе (верхів'я Латориці, с. Латірка) у верхніх ланках сойменської світи зафіксовано шешорський горизонт, що вінчає розріз еоцену. Він виражений темно-сірими і сірими мергелями (потужністю 2 м) геміпелагічного походження.

Сойменська світа виходить на поверхню також в антиклінальних структурах в басейні р. Ріка в районі м. Міжгір'я, сіл Сойми, Репинне, де в ній збільшується (порівняно зі структурою Сможе) кількість пісковиків та темноколірних утворень, зокрема серед аргілітів різко домінують чорні їх відміни, дуже збіднені мікрофауною.

У Турківському субпокриві доолігоцені седименти виведені на поверхню у передовій частині Кросненського покриву (Розлуцька структура) в басейнах рік Ріка, Стрий, Дністер. Вони представлені товщею зелених і червоних аргілітів (геміпелагітів) з прошарками алевролітів та різнозернистих пісковиків (тонко- і середньозернистих турбідитів та відкладів придонних течій) (рис. 4). Аргілітам, як правило, властива тонка паралельна шаруватість, алевролітам і пісковикам – скісношарувата текстура або

елементи Боума типу  $T_{cde}$ ,  $T_{bcde}$ ,  $T_{abcde}$ . Вік товщі палеоцен-еоценовий, можливо, місцями – і крейдовий [8]. Загальна потужність товщі в районі Розлуча і Турки досягає 100–200 м (рис. 2). Вище вона змінюється олігоценовими породами.

### Біостратиграфія

Відклади досліджуваних розрізів містять багаті (до 100 черепашок у пробі) ориктоценози суто аглютинованих кременистих форамініфер еоценового віку, всього 63 види, переважно з родів *Saccamina*, *Hyperamina*, *Glomospira*, *Ammodiscus*, *Ammobaculites*, *Recurvoides*, *Thalmanamina*, *Trochamminoides*, *Reticulophragmium*, *Karrieriella*. 18 видів зображені у палеонтологічній таблиці. Зауважимо, що детальна стратифікація флішу за аглютинованими форамініферами все ще залишається проблемою. Проаналізувавши літературні джерела [4, 5, 10, 12, 14], ми провели кореляцію стратиграфічних розрізів Внутрішніх (Вежанський покрив) та Зовнішніх (Дуклянський і Чорногорський покриви) Українських Карпат, які складені відкладами, що містять



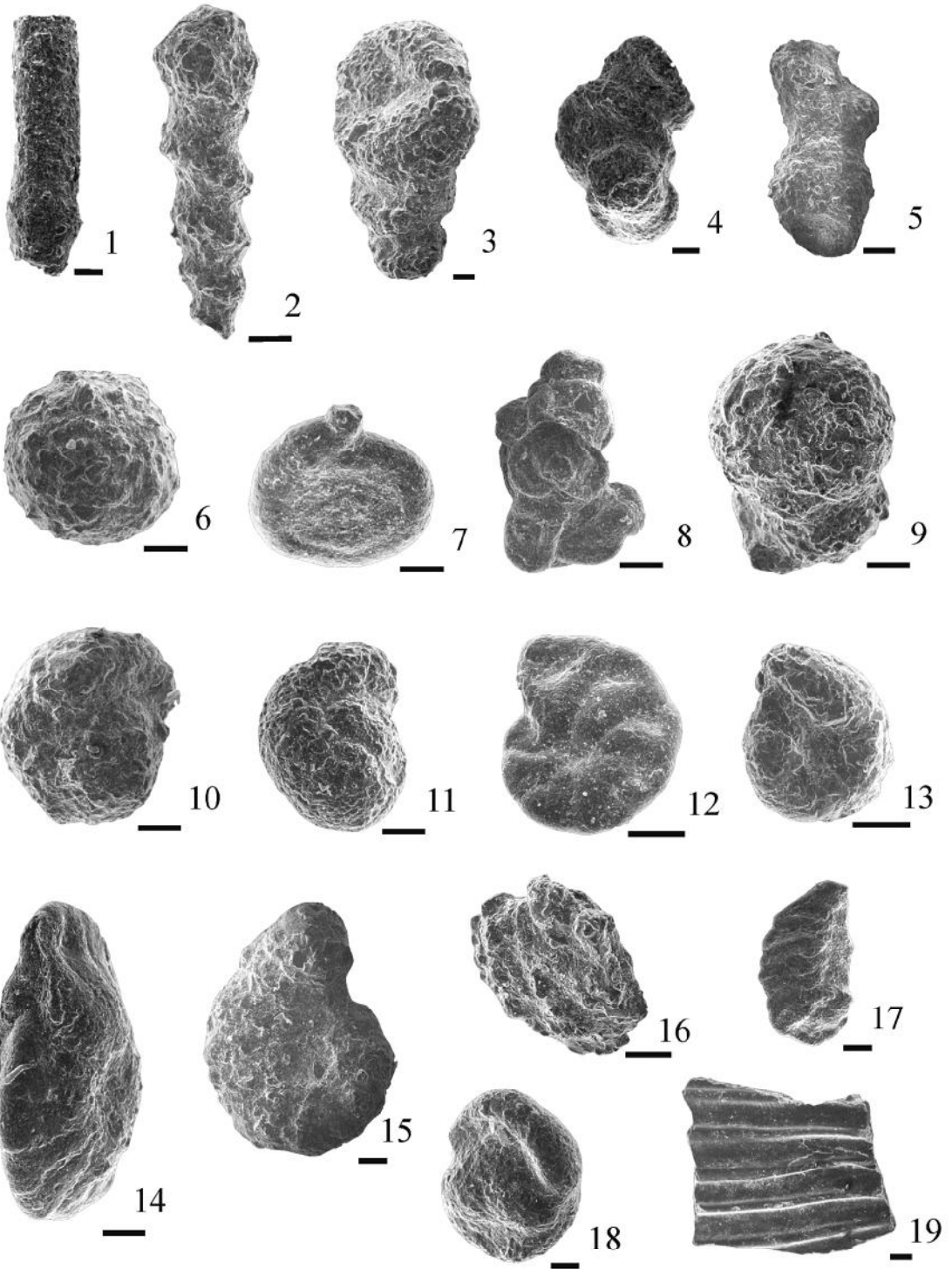
Рис. 4. Зелені і червоні аргіліти (геміпелаліти) з верствами алевролітів та різнозернистих пісковиків (тонко- і середньозернисті турбідити та продукти придонних течій). Еоценові відклади Розлуцької структури. Лівий приток р. Стрий – потік Звежинець навпроти с. Завадівка біля Турки

характерні розміщені спільно як планктонні, так і бентосні форамініфери. Ця кореляція та зіставлення із зональною схемою Польських Карпат [19], де утворення Сілезької одиниці добре стратифіковані за аглютинованими форамініферами, дозволило нам виділити в стратиграфічному розрізі еоцену Кросненського покриву чотири біостратиграфічних підрозділи – верстви з фауною (рис. 5). В нижньоєоценових відкладах Кросненського покриву встановлені верстви з *Recurvoides smugarensis*, в середньоєоценових – верстви з *Reticulophragmium amplexens* та верстви з *Ammodiscus latus*, у верхньоєоценових – верстви з *Reticulophragmium rotundidorsatum*. Розподіл характерних форамініфер у фліші Сможівської та Розлуцької структур наведено на рис. 6.

Верстви з *Recurvoides smugarensis* встановлені в ланці порід Сойменського субпокриву, що охоплює нижньо- та середньосойменську підсвіти, а також низи верхньосойменської підсвіти в розрізах № 2–4 (номери розрізів та проб див. на рис. 2). Верстви простежуються у відкладах Турківського субпокриву стратиграфічно вище верхньопалеоєоценового флішу. Загалом, у комплексах форамініфер (проби 2009-1,

2009-102, 2009-106, 2009-107, 2009-203) характерними є такі види: *Recurvoides smugarensis* Mjatl., *R. nucleolus* (Grzyb.), *Glomospira charoides* (Jones et Park.), *G. gordialis* (Jones et Park.), *Thalmannammina subturbinata* (Grzyb.), *Subreophax splendidus* (Grzyb.). По правих притоках р. Стрий (розрізи № 3, 4) трапляються невідомі раніше в Українських Карпатах *Phenacophragma beckmanni* Kamin. et Geroch, *Ammobaculites* sp. (див. таблицю, фіг. 16 і 15), а також *Saccamminoides carpaticus* Geroch (див. таблицю, фіг. 9), який характеризує нижньоєоценові відклади [19] Польських Флішевих Карпат. Попередніми дослідниками [8] ранньоєоценові комплекси аглютинованих форамініфер з *Recurvoides smugarensis* Mjatl. були знайдені як у фліші Турківського субпокриву (лівий борт р. Піка) стратиграфічно вище пізньопалеоєоценових комплексів з *Rzehakina fissistomata* (Grzyb.), так і в нижній частині розрізу сойменської світи в басейні р. Репінка. Вибраний нами як вид-індекс *Recurvoides smugarensis* вперше був встановлений О. В. Мятлюк в манявській світі Скибового покриву [10]. Цей вид входить до складу характерних форамініфер нижнього еоцену Зовнішніх Українських Карпат (манявський

Аглотиновані форамініфери та рештки риб з відкладів Кросненського покриву



- Фіг. 1. *Hyperammina lineariformis* Mjatluk, середній еоцен, верстви з *Ammodiscus latus*, проба 2009-101, Сможівська структура
- Фіг. 2. *Reophax nodulosus* Brady, початок середнього еоцену, проба 2009-204, Розлуцька луска
- Фіг. 3. *Reophax pilulifer* Brady, середній еоцен, верстви з *Reticulophragmium amplexans*, проба 2009-205, Розлуцька луска
- Фіг. 4. *Subreophax scalaris* (Grzybowski), пізній еоцен, верстви з *Reticulophragmium rotundidorsatum*, проба 2009-1, Сможівська структура
- Фіг. 5. *Subreophax splendidus* (Grzybowski), початок середнього еоцену, проба 2009-204, Розлуцька луска
- Фіг. 6. *Psammosphaera pseudofuska* Maslun, початок середнього еоцену, проба 2009-204, Розлуцька луска
- Фіг. 7. *Ammodiscus latus* Grzybowski, середній еоцен, верстви з *Ammodiscus latus*, проба 2009-207, Розлуцька луска
- Фіг. 8. *Glomospira glomerata* (Grzybowski), пізній палеоцен, проба 2009-208, Розлуцька луска
- Фіг. 9. *Saccamminoides carpaticus* Gerösch, ранній еоцен, верстви з *Recurvoides smugarensis*, проба 2009-106, Сможівська структура
- Фіг. 10. *Recurvoides smugarensis* Mjatluk, ранній еоцен, верстви з *Recurvoides smugarensis*, проба 2009-203, Розлуцька луска
- Фіг. 11. *Recurvoides nadvornensis* Mjatluk, середній еоцен, верстви з *Reticulophragmium amplexans*, проба 2009-205, Розлуцька луска
- Фіг. 12. *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski), середній еоцен, верстви з *Reticulophragmium amplexans*, проба 2009-205, Розлуцька луска
- Фіг. 13. *Haplophragmoides mjalukae* Maslakova, пізній палеоцен, проба 2009-208, Розлуцька луска
- Фіг. 14. *Reticulophragmium amplexans* (Grzybowski), середній еоцен, верстви з *Reticulophragmium amplexans*, проба 2009-205, Розлуцька луска
- Фіг. 15. *Ammobaculites* sp., ранній еоцен, верстви з *Recurvoides smugarensis*, проба 2009-102, Сможівська структура
- Фіг. 16. *Phenacophragma beckmanni* Kaminski et Gerösch, ранній еоцен, верстви з *Recurvoides smugarensis*, проба 2009-102, Сможівська структура
- Фіг. 17. *Spiroplectammina spectabilis* (Grzybowski), макросферична форма, середній еоцен, верхи верств з *Reticulophragmium amplexans*, проба 2009-206, Розлуцька луска
- Фіг. 18. *Sphaerammina subgaleata* Vašiček, середній еоцен, верстви з *Reticulophragmium amplexans*, проба 2009-108, Сможівська структура
- Фіг. 19. Уламок риб'ячої луски, середній еоцен, верстви з *Ammodiscus latus*, проба 2009-207, Розлуцька луска

Довжина риси – 0,1 мм

горизонт) [14] та відкладів іпрського ярусу Східної Камчатки [13]. Він трапляється у нижньоеоценових відкладах зони *Morozovella subbotinae* метовської світи [4]. В нижній частині виділених нами верств (нижньосойменська підсвіта) *R. smugarensis* поширений спільно з істотними скупченнями гломоспір (рис. 6), що дозволяє нам зіставити цю частину із зоною *Glomospira div. sp.* відкладів низів іпрського ярусу [19] Польських Карпат.

Верстви з *Reticulophragmium amplexans* виділені у фліші Турківського субпокриву (розріз № 1) і простежуються в середній частині верхньосойменської підсвіти у розрізах № 3–5. Для комплексів форамініфер (проби 2009-204, 2009-205, 2009-206, 2009-100, 2009-103, 2009-108), в цілому, характерними є такі види: *Reticulo-*

*phragmium amplexans* (Grzyb.), *Hyperammina lineariformis* Mjatl., *Reophax pilulifer* Brady, *Saccammina scabrosa* Mjatl., *Recurvoides nadvornensis* Mjatl. У верхній частині верств поширені *Sphaerammina subgaleata* (Vasic.) і *Reticulophragmium placenta* (Reuss). Попередніми дослідниками [8] комплекси аглютинованих форамініфер з *Reticulophragmium amplexans* (Grzyb.) були знайдені як у фліші Турківського субпокриву (р. Мшанець, біля с. Гронзева), так і у верхній частині сойменської світи в басейні р. Репінка. *Reticulophragmium amplexans* входить до складу характерних форамініфер середнього еоцену Зовнішніх Українських Карпат (вигодський горизонт та низи бистрицького горизонту) [14]. У відкладах Дуляньського і Чорногорського покривів цей вид поширений спільно з середньоеоцено-







відкладах Українських Зовнішніх Карпат [6, 10, 14]. Встановлені нами верстви відповідають зоні *Ammodiscus latus* бартонського ярусу [19] Польських Карпат.

Верстви з *Reticulophragmium rotundidorsatum* виділені у верхах верхньосойменської підсвіти в розрізі № 2. Для комплексів форамініфер (проби 2009-1, 2009-2) характерна поява *Reticulophragmium rotundidorsatum* (Nantk.). З верств, що залягають стратиграфічно нижче, переходять *Hyperammina lineariformis* Mjatl., *Reophax pilulifer* Brady. Встановлені нами верстви зіставляються з верствами *Globigerapsis tropicalis* та *Reticulophragmium rotundidorsatum*, які були виділені у верхах бистрицької світи Скибового покриву [14]. В Польських Карпатах цим верствам відповідає однойменна зона [19] низів приабонського ярусу.

Розріз еоцену Кросненського покриву вінчає шешорський горизонт, в якому попередніми дослідниками [5, 8] були знайдені крупні глобігерини, в тому числі *Globigerina corpulenta* Subb., яка визначає [14] однойменну зону пізнього еоцену.

### Умови осадконагромадження

Проведений седиментологічний аналіз текстурно-структурних особливостей порід дозволяє стверджувати, що еоценовий фліш Кросненського покриву нагромаджений внаслідок діяльності таких трьох головних процесів: а) катастрофічних гравітаційних потоків різної густини; б) придонних течій; в) фонові геміпелагічної седиментації типу "частинка за частинкою". Серед відкладів гравітаційних потоків найбільша частка припадає на різнозернисті турбідити, присутні також греїніти – продукти зернових потоків (у середньосойменській підсвіті) та дебрити (некрупні олістостроми, нагромаджені грязекам'яними потоками). Такі седиментаційні процеси в сучасних океанах властиві областям континентального схилу та його підніжжя. Фонові седименти нижче шешорського горизонту містять збагачені автохтонні комплекси суто кременистих форамініфер, що свідчить про глибини осадконагромадження нижче рівня карбонатної компенсації. Відомо, що цей рівень, де швидкість надходження вапнистого матеріалу дорівнює швидкості його розчинен-

ня у воді, в Північній Атлантиці в еоцені знаходився на глибині приблизно 4000 м [20].

Відклади нижньо- та верхньосойменської підсвіти нагромаджені внаслідок діяльності турбідитних потоків низької і середньої густини та фонові геміпелагічної седиментації. Середньосойменська підсвіта – це товща переважно грубозернистих турбідитів з уламками кварцу, осадових і метаморфічних порід. Їхнім джерелом живлення могло бути [20] гіпотетичне підняття на південному краю Кросненського (Сілезького) басейну – Сілезька кордільєра. Підняття, вірогідно, було продовженням до заходу Мармароського масиву.

Мікрофауна з геміпелагічних утворень нижньосойменської підсвіти за морфологічними особливостями (малі розміри черепашки, дрібнозерниста структура стінки, часто гладенька поверхня) відноситься до групи "В" (згідно з класифікацією F. M. Gradstein, W. A. Berggren [18]), що свідчить про глибоководні океанічні пелагічні умови седиментації. Такі ж морфологічні риси характерні для мікрофауни з одновікових відкладів Бориславсько-Покутського [7], Скибового і Монастирського [3] покривів. У середньо-еоценовій частині верхньосойменської світи (проби 2009-103, 2009-108, див. рис. 2) поширені відносно крупні форамініфери із середньо-, крупнозернистою структурою стінки. Серед них часто трапляються масивні грубозернисті *Saccamina scabrosa* Mjatl., розміром приблизно 1 мм у діаметрі. Такі морфологічні ознаки характерні для комплексів групи "А" (за класифікацією F. M. Gradstein, W. A. Berggren [18]) і властиві схилам басейнів і западинам, що швидко вповнюють теригенним матеріалом.

Мергелі шешорського горизонту, які містять крупні глобігерини, фіксують зміну седиментаційних умов наприкінці еоцену. В цей час домінувала (гемі)пелагічна седиментація, внаслідок якої нагромаджувалися карбонатно-глинисті відклади над рівнем карбонатної компенсації. Це може свідчити або про опускання цього рівня, або про підняття дна та обміління седиментаційного басейну.

### Висновки

Еоценові відклади в Сойменському субпокрові представлені сойменською світою. Причому нижньо- і середньосойменська

підсвіти, а також низи верхньосойменської підсвіти Сможівської структури зіставляються з нижнім еоценом, а верхня частина верхньосойменської – з середнім і верхнім еоценом. Ці дані, поряд з літологічними ознаками, дають можливість чітко паралелізувати псамітову товщу середньосойменської підсвіти з нижньоєоценовими ценжковецькими пісковиками Сілезької одиниці Польських Карпат. У Турківському субпокриві еоценові седименти входять до складу товщі доолігоценового флішу Розлуцької структури – передового елемента Кросненського покриву.

Кореляція визначених нами аглютинованих форамініфер з одновіковою мікрофауною дозволила виділити в стратиграфічному розрізі еоцену Кросненського покриву чотири біостратиграфічні підрозділи – верстви з фауною (рис. 5, 6). Зауважимо, що межі виділених підрозділів не збігаються з границями літостратиграфічних одиниць.

Як седиментологічні особливості, так і мікрофауна еоценового флішу свідчать про глибоководні батіально-абісальні умови осадконагромадження. Відсутність в геміпелагітах сойменської світи карбонатного матеріалу та вапнистих решток організмів, широкий розвиток кременистих аглютинованих форамініфер вказує на те, що процеси осадконагромадження в еоцені відбувалися під рівнем карбонатної компенсації, і тільки в кінці еоцену (зона *Globigerina corpulenta*) – над цим рівнем.

1. *Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат* / Под. ред. С. С. Круглова. – М.: Недра, 1971. – 389 с. – (Тр. УкрНИГРИ; Вып. 25).
2. *Гнилко О.* Про північно-східну границю Кросненської тектонічної зони в Українських Карпатах // *Геологія і геохімія горючих копалин.* – 2010. – № 2 (151). – С. 44–57.
3. *Гнилко С., Гнилко О.* Ранньоєоценові аглютиновані форамініфери і седиментологічні особливості формування флішу Монастирецького та Скибового покривів Українських Карпат // Там же. – № 1 (150). – С. 43–59.
4. *Грузман А. Д., Дабагян Н. В.* Зональная стратиграфия по планктонным фораминиферам палеоцена и еоцена южного склона Украинских Карпат // *Палеонтол. сб.* – 1979. – № 16. – С. 30–34.
5. *Дабагян Н. В., Кульчицкий Я. О., Кузовенко В. В., Шлапинский В. Е.* Опорные разрезы пограничных слоёв верхов эоцена – низов олигоцена южной части Скибовой, Кросненской и Черногорской зон // Там же. – 1987. – № 24. – С. 27–33.
6. *Даныш В. В., Пономарева Л. Д.* Сопоставление разрезов палеогена Дуклянской зоны Восточных и Западных Карпат // *Геология Советских Карпат: Сб. науч. тр.* – Киев: Наук. думка, 1989. – С. 57–65.
7. *Иваник М. М., Маслун Н. В.* Кремнистые микроорганизмы и их использование для расчленения палеогеновых отложений Предкарпатья. – Киев: Наук. думка, 1977. – 118 с.
8. *История геологического развития Украинских Карпат* / О. С. Вялов, С. П. Гавура, В. В. Даныш и др. – Киев: Наук. думка, 1981. – 180 с.
9. *Мацьків Б. В., Пукач Б. Д., Гнилко О. М.* Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші М-35-XXXI (Надвірна), L-35-I (Вішеу-Де-Сус). Карпатська серія. Геологічна карта дочетвертинних утворень. – К.: УкрДГРІ, 2009. – 1 лист.
10. *Мялюк Е. В.* Фораминиферы флишевых отложений Восточных Карпат (мел–палеоген). – Л.: Недра, 1970. – 360 с. – (Тр. ВНИГРИ; Вып. 282).
11. *Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т.* – Пер. с англ. / Под. ред. Х. Рединга. – М.: Мир, 1990. – Т. 2. – 384 с.
12. *Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 территории листов М-35-133-А, Б; М-35-134-А, Б, В Ивано-Франковской и Закарпатской областей УССР за 1981–1985 гг.: производственный отчет* / В. А. Ващенко, В. А. Агеев, В. Е. Шлапинский, П. Н. Царненко, Н. В. Дабагян, И. П. Бузяк, Н. М. Хильченко, А. А. Щербак. – Инв. № 2979/1. – Львов, 1985. – 480 с.
13. *Практическое руководство по микрофауне* / Науч. ред. Э. М. Бугрова. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. – Т. 8: Фораминиферы кайнозоя. – 324 с.
14. *Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украинских Карпат (палеоцен и эоцен).* – Киев, 1993.
15. *Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат* / О. С. Вялов, С. П. Гавура, В. В. Даныш и др. – Киев: Наук. думка, 1988. – 204 с.
16. *Тектоническая карта Украинских Карпат масштаба 1:200 000* / Ред. В. В. Глушко, С. С. Круглов. – Киев: Мингео УССР, 1986.

17. *Ponomaryova L. D., Gnylko O. M.* Foraminifera and sedimentary paleoenvironment of the Lower Cretaceous Black Shale formation (Ukrainian Carpathians) // *Mineralia Slovaca*. – 1997. – № 4–5 (29). – P. 333.
18. *Gradstein F. M. & Berggren W. A.* Flysch-type agglutinated foraminifera and the Maastrichtian to Paleogene history of the Labrador and North Seas // *Marine Micropaleont.* – 1981. – Vol. 6. – P. 211–268.
19. *Olszewska B.* Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geohistory // *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. – 1997. – Vol. 67. – P. 325–337.
20. *Rozwoj paleotektoniczny basenow Karpat zewnetrznych i pieninskiego pasa skalkowego* // Redakcja: *Oszczypko N., Uchman A. & Malata E.* Inst. Nauk Geol. Un. Jagiell. – Krakow, 2006. – 197 s.
21. *The Paleogene Period* / *H. P. Luterbacher, J. R. Ali, H. Brinkhuis et al.* // *A Geologic Time Scale 2004* / Eds. *F. M. Gradstein, J. G. Ogg & A. G. Smith.* – Cambridge, 2004. – P. 384–408.

Ін-т геології і геохімії  
горючих копалин НАН України,  
Львів  
E-mail: igggk@mail.lviv.ua, gnylko\_o@mail.ru

Стаття надійшла  
01.02.11