

Південніше розвинутий ще один тектонічний клин Свидовецького покриву, який з півночі і півдня обмежений тектонічними лусками Дуклянського покриву. До південного контакту клину приурочена серія паралельних (не менше п'яти) субвертикальних розломів. Один з розломів має азимут падіння площини зміщувача 210° і характеризується сколами Ріделя (R), орієнтованими під кутом 25° – 45° до площини генерального зміщення та під кутом (α_0) $\leq 45^\circ$ до осі максимального стискання. На крилах розлому спостерігаються виповнені кальцитом тріщини відриву шириною до 5 мм. Просторове орієнтування спряжених тріщин Ріделя та тріщин відриву вказує на лівосторонній характер генерального зміщення. В пісковиках північного крила розлому розвинута система спряжених тріщин сколювання, яка відповідає лівосторонньому зсуву з орієнтуванням осі стискання (σ_3) по азимуту $261^\circ < 20$, осі розтягу (σ_1) – по азимуту $355^\circ < 15$.

Південніше м. Поляна закартовані два тектонічних клини Буркутського покриву, які чергуються з протилежно спрямованими клинами Дуклянського покриву. Характер розломних зон на межах названих тектонічних одиниць потребує подальшого вивчення.

Реконструкції полей напружень за аналізом спряжених тріщин (Гинтов, 2005) показали, що осі стиску і розтягу в районі робіт орієнтовані субгоризонтально, а площини тріщин (середня вісь) – субвертикально, що свідчить про зсувний режим деформування. При цьому відмічено, що осі стиску орієнтовані в північно-східному напрямку (35 – 60°).

Виявлені закономірності будови Латорицько-Стрийської зони, дають змогу зазначити, що вона розвивається між внутрішніми флішовими тектонічними покривами Східних і Західних Карпат, і ускладнена системами правих і лівих зсувів субкарпатського простягання. Вони утворюють складну систему «вклинювання» структур Західних і Східних Карпат одна в другу.

Світлана ГНИЛКО, Олег ГНИЛКО

ФОРАМІНІФЕРИ ТА ОСОБЛИВОСТІ ФОРМУВАННЯ ПАЛЕОЦЕН-ЕОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ ПІВДЕННОГО СХИЛУ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, м. Львів,
e-mail: s.hnylko@yahoo.com

Відклади палеоцену-еоцену широко розвинені на південному схилі Українських Карпат, проте умови їх накопичення залишаються недостатньо вивченими. В представленій роботі аналізується палеобатиметрія формування цих відкладів на основі седиментологічних спостережень та вивчення дрібних форамініфер. Проби для мікрофауністичного аналізу були відібрані з аргілітів чи мергелів, які формують прошарки або лінзи серед алевро-псамітових утворень і трактуються як літифіковані продукти фонові (гемі)пелагічної седиментації. В цих пробах виявлені чисельні дрібні форамініфери. Видовий склад форамініферових асоціацій і фізичні особливості черепашок (колір, мінеральний склад, будова стінки) вказують

на автохтонність знайдених решток. Батиметричний аналіз форамініфер ґрунтується як на складі асоціацій (співвідношення планктонних, аглютинованих і вапнистих бентосних решток) так і на палеоекології їх родів і видів (Kaminski, Gradstein, 2005).

Зовнішні Карпати. *Дуклянський покрив.* Палеоцен представлений верхньоберезнянською підсвітою – товсторитмічним темним піскуватим флішем (середньо- і грубозернисті турбідити) та лютською світою – пісковиками і товсторитмічним піщаним флішем (грубозернисті турбідити та греїніти – відклади зернових потоків). Еоценові або нерозчленовані палеоцен-еоценові відклади складають сольську світу – різноритмічний зеленувато-сірий «ієрогліфовий фліш» з горизонтами строкатих аргілітів (різнозернисті турбідити та геміпелагіти). До еоцену належать стрічавська (середньозернисті турбідити і геміпелагіти), ставнянська (грубозернисті турбідити і дебрити – конгломератові накопичення грязекам'яних потоків) та вишківська (глинисті червоні і зелені геміпелагіти) світи.

Магурський покрив. Палеоцен-еоцен складений двома світами з різко діахронними границями: біловезькою (тонкоритмічний фліш – тонкозернисті турбідити і глинисті геміпелагіти) та магурською (пісковики – грубозернисті турбідити і греїніти).

Свидовецький покрив. Розріз складають верхня палеоценова частина різноритмічного піщаного флішу урдинської світи та переважно пісковики бобруцької світи, які інтерпретуються як псамітові турбідити.

Внутрішні Карпати. *Вежанський покрив (зона Мармароських скель).* Палеоцен-еоцен представлений малопотужною метовською світою «нефлішового» типу, нижня підсвіта якої складена чергуванням сірих аргілітів, алевролітів, пісковиків, прошарками червоних мергелів, а верхня – переважно зеленими і червоними мергелями. Турбідитних текстур Боума у відкладах світи не виявлено.

Монастирецький покрив (“міжскелястий фліш”) складають палеоцен-еоценова сушманецька та еоценова драгівська світи. Сушманецька світа представлена тонко- і середньоритмічним зеленуватим, іноді строкатим флішем – типовими дрібно- і середньозернистими турбідитами з прошарками геміпелагітів, а драгівська – товстошаруватими пісковиками і піскуватим флішем – переважно продуктами високогустинних турбідитних і зернових потоків.

Форамініферові комплекси. В досліджених відкладах за співвідношенням планктон/бентос виділені три форамініферові комплекси, які підрозділені на ряд асоціацій.

Комплекс аглютинованих форамініфер (1) складений глибоководними аглютинованими форамініферами (95-100 % форм) і підрозділений на асоціації “*Rzehakina*”, “*Paratrochamminoides*”, “*Glomospira*”, “*Recurvoides*”, “*Glomospira-Karrerulina*”, “*Rhabdammina*”, “*Rhabdammina-Reticulophragmium*” згідно з (Kaminski, Gradstein, 2005 та цитована література). Палеобатиметрія – батіаль-абісаль.

Комплекс мішаний планктонно-бентосний (2) є підрозділений на дві асоціації. Асоціація “аглютинований бентос-планктон” складена глибоководним аглютинованим бентосом (60-80 % форм) та планктоном

і вказує на батіальні глибини. Асоціація “вапнистий бентос” складена мілководним вапнистим бентосом (30-50 % форм) з родів *Cibicidoides*, *Gyroldinoides*, *Heterolepa* та планктоном і вказує на субліторальні глибини.

Комплекс планктон-домінантний (3) підрозділений на дві асоціації. Асоціація “планктон” (до 100 % планктонних форм) вказує на батіальні глибини. Асоціація “планктон-вапнистий бентос” складена планктоном (70-80 %) і характерним для батіалі бентосом з родів *Eponides*, *Nuttallides*, *Pleurostomella* та вказує на умови середньої-верхньої батіалі.

Спостережена залежність поширення комплексів і асоціацій від літофацій та вікового інтервалу. Зокрема, комплекс (1) є характерним для палеоцен-еоценового типового флішу і горизонтів строкатих аргілітів. Асоціація “вапнистий бентос” трапляється у середньому-верхньому еоцені. Комплекс (3) чітко відповідає мергелям, при цьому асоціація “планктон-вапнистий бентос” характеризує верхньометовську підсвіту (нижній-верхній еоцен) і регіонально поширені “глобігерінові мергелі”, які завершують розріз еоцену в Карпатах. Отже, типовий фліш, складений турбідитами і подібними до них відкладами, що перешаровуються з некарбонатними (гемі) пелагітами, містить переважно глибоководні аглютиновані форамініфери, а мергелисті відклади містять планктонні і відносно мілководні вапнисті бентосні форамініфери.

**Володимир ГНІДЕЦЬ, Костянтин ГРИГОРЧУК, Леся Кошіль,
Мирослава ЯКОВЕНКО**

ОБСТАНОВКИ ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ БАЗАЛЬНИХ ВІДКЛАДІВ СЕРЕДНЬОГО ДЕВОНУ ПЕРЕДДОБРУДЗЬКОГО ПРОГИНУ

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

У девонський час Переддобрудзький прогин був розташований у приєкваторіальній зоні і складав частину протоки, відокремлену від Палеотетису складчастими спорудами Понтид та Родоп.

Характер осадонагромадження раннього девону визначався передусім глобальними чинниками (низькі температури, домінування низхідних рухів). Це зумовило формування у Переддобрудзькому басейні переважно теригенно-глинистих нашарувань з локальним розвитком органогенних карбонатних утворень на конседиментаційних підняттях.

Потепління та висхідні рухи початку середнього девону спричинили зміну обстановок осадонагромадження у Переддобрудзькій водоймі. Остання в цей час являла собою мілководний засолонений шельф, який у крайовій частині був обмежений системою рифів.

Детальні седиментологічні дослідження проведені для відкладів ранньоїейфельського віку. Характер літолого-фаціальної зональності базальної теригенно-карбонатної товщі та сульфатної пачки, яка її