

ГЕОЛОГІЯ

УДК 551.24 : 551.88 (477.8)

ЕВОЛЮЦІЯ БОРИСЛАВСЬКО-ПОКУТСЬКОГО ТА САМБІРСЬКОГО ПОКРИВІВ ТА ТЕКТОНІЧНА ПОЗИЦІЯ МІОЦЕНОВИХ МОЛАСОВИХ БАСЕЙНІВ (УКРАЇНСЬКЕ ПРИКАРПАТТЯ)

О. М. Гнилко¹, В. О. Ващенко²¹Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,²Львівська геолого-розвідувальна експедиція ДП "Західукргеологія"

Вступ. Бориславсько-Покутський та Самбірський тектонічні покриви є зовнішніми фронтальними структурно-фаціальними одиницями Карпатської покривно-складчастої споруди (орогену) в українському її сегменті, на які насунений Скибовий покрив Флішових Карпат. В історико-геологічному аспекті ці одиниці традиційно відносяться до внутрішньої алохтонної частини Передкарпатського неогенового моласового прогину, осади якого насунулись на зовнішню (Більче-Волицьку) автохтонну частину прогину. Деякі відмінності в речовинному наповненні та будові згаданих покривів дозволяють розглядати їх як структурно-фаціальні зони міоценового прогину, одна з яких (Бориславсько-Покутська) розвивалась на флішовому підмоласовому субстраті, а друга (Самбірська) – вірогідно, на структурах краю платформи [4]. Ці зони містять ряд важливих корисних копалин (нафту, газ, калійні солі та ін.), тому їх всестороннє вивчення має не лише теоретичне, а і прикладне значення.

Геологічні моделі еволюції Карпатської споруди, в тому числі і Українського Прикарпаття, що виконані, виходячи з сучасних мобілістичних позицій, подані в працях К. П. Астахова, М. К. Багиняна [2], Є. В. Артющкова, М. О. Беєр, М. А. Мернера [1], Г. Н. Доленка, А. Т. Бойчевської, Л. Г. Данилович і ін. [7], С. С. Круглова і ін. [6], Ю. З. Крупського [8], інших дослідників. Проте, ці моделі мають доволі загальний характер, неясними залишаються тектоно-седиментаційні умови формування різнотипних осадових тіл моласи, які нагромаджувались синхронно з ростом тектонічних покривів і "фіксують в собі" інформацію про процеси утворення орогену. Зокрема, практично не вивчені тектонічні обставини нагромадження олістостромових та олістостромово-конгломератових товщ.

В 1999-2001 рр. проводились тематичні дослідження моласових утворень Бориславсько-Покутського та Самбірського покривів, основними виконавцями яких були автори поданої статті. В результаті досліджень був запропонований новий варіант стратифікації молас, складена геологічна карта та уточнена будова території їх поширення (рис. 1, 2). Нові дані, які стосуються стратиграфії, седиментології, структури регіону, одержані в ході виконання робіт, а також застосування сучасних теоретичних розробок, які стосуються еволюції форландів орогенів, на нашу думку, дають змогу в запропонованій публікації більш детально та вірогідно реставрувати процеси формування Бориславсько-Покутського та Самбірського покривів і, отже, Карпатської споруди загалом, уточнити тектонічну позицію моласових басейнів Прикарпаття. Коротко розглянемо основні дані, які стосуються будови внутрішньої частини Передкарпатського прогину, геологічної позиції моласових утворень, які є необхідними для палеореконструкцій.

Геологічна будова. Наші дослідження показали, що моласи внутрішньої частини Передкарпатського прогину чітко стратифікуються тільки на чотири світи – поляницьку, воротищенську, стебницьку та балицьку, що мають діахронні границі і верхні вікові межі яких, згідно із останніми мікропалеонтологічними даними (визначення А. С. Андресвої-Григорович, Н. А. Савицької, Н. А. Трофимович, З. Л. Чернухи) значно молодші, ніж у затвердженій УМСК "Стратиграфічній схемі ..." [9] (рис. 2).

У Бориславсько-Покутській зоні (покриві) моласові відклади завершують її стратиграфічний розріз. Підмоласовий субстрат тут складений типово флішовими (переважно турбідитовими) крейдово-еоценовими утвореннями стрийської, ямненської, манявської, вигодської,

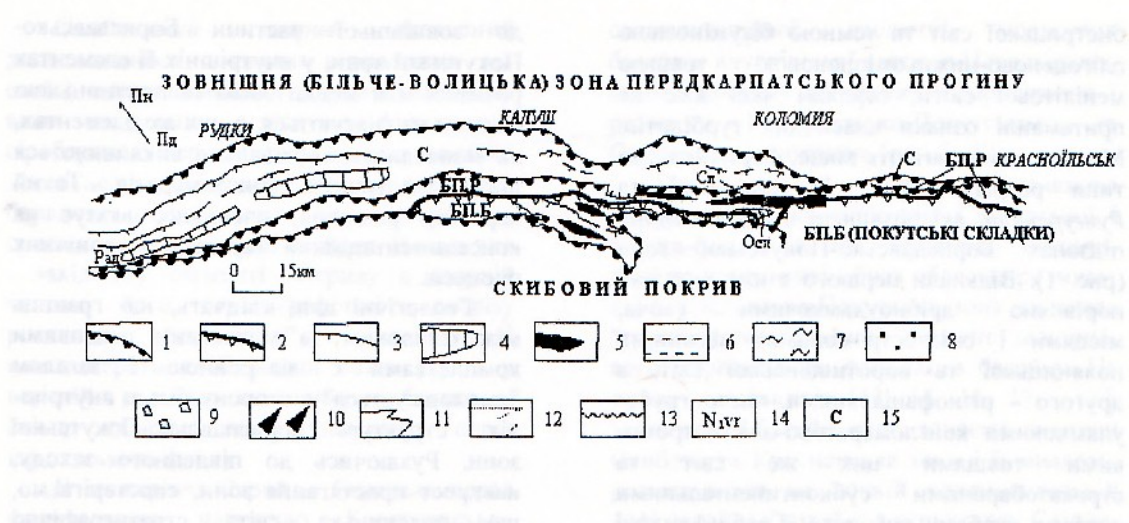


Рисунок 1. Спрощена тектонічна схема Бориславсько-Покутського та Самбірського покривів Українського Прикарпаття.

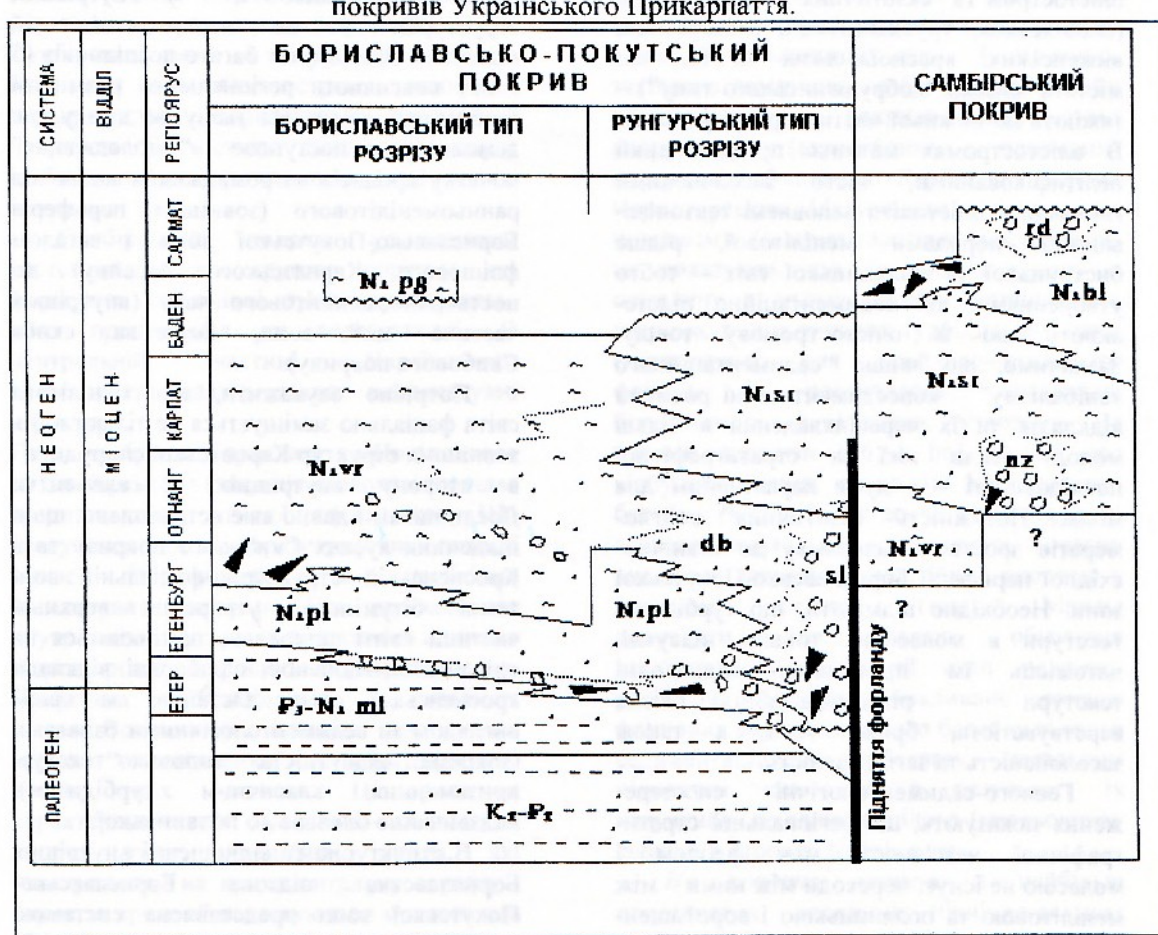


Рисунок 2. Стратиграфічна схема відкладів Бориславсько-Покутського та Самбірського покривів.

Умовні позначення див. на рис. 1

1 – поверхні насувів тектонічних покривів (зон); 2 – тектонічні границі підзон; 3 – поверхні насувів лусок; 4 – синкліналі; 5 – антикліналі; 6 – аргіліти, алевроліти; 7 – глини; 8 – піски, пісковики; 9 – конгломерати; 10 – олістостромі; 11 – границі світ; 12 – границі верств; 13 – поверхні розмивів; 14 – індекси світ та їх вік; світи: ml – менілітова, pl – поляницька, vr – воротищенська, st – стебницька, bl – балицька, tr – тираська, ks – косівська, ds – дашавська; верстви: db – добротівські, sl – слобідські, nz – нижжанковицькі, rd – радицькі. Буквами на схемі позначені: С – Самбірський покрив, БП.Б – Бориславська підзона, БП.Р – Рунгурська підзона, Сл – Слобідська антикліналь, Осл – Ославська синкліналь, Рад – Радицька синкліналь.

бистрицької світ та темною бітумінозною олігоценно-нижньоміоценовою товщею менілітової світи, осадкам якої вже не притаманні ознаки класичних турбідитів. Моласи, які залягають вище, формують два типи розрізу [5] – *Бориславський* та *Рунгурський*, які розвинені в однойменних підзонах Бориславсько-Покутської зони (рис. 1). Відклади першого з них складені порівняно дрібноуламковими (хоча, місцями і олістостромовими) відмінами поляницької та воротищенської світ, а другого – різнофаціальними, часто грубоуламковими конгломератово-олістостромовими товщами цих же світ та строкатобарвними субконтинентальними осадами стебницької світи. Грубоуламкові товщі – потужні (сотні метрів) лінзи олістостром та “екзотичних” конгломератів (слобідських, трускавецьких, рушорських, виженських, красноїльських та ін., що містять сланці “добруджинського типу”) – тяжіють до нижньої частини розрізу молас. В олістостромах матрикс представлений нелітифікованими, часто засолоненими глинами, а олістоліти заповнені тектонізованими породами менілітової, рідше бистрицької та поляницької світ – тобто утвореннями, які седиментаційно підстиляють цю ж олістостромову товщу. Зазначимо, що явище “седиментаційного канібалізму” – конседиментаційні розмиви відкладів та їх перевідкладення в більш молоді осади цієї ж стратиграфічної послідовності – є дуже характерним для молас. Потужність “екзотичних” конгломератів зростає в напрямку до північно-східної периферії Бориславсько-Покутської зони. Необхідно відмітити, що турбідитні текстури в моласових товщах відсутні, натомість їм притаманні мілководні текстури – різномасштабні скісна верстуватість, брижі течії, а також засолоненість та загіпсованість.

Геолого-седиментологічні спостереження показують, що регіональної стратиграфічної незгідності між флішом і моласою не існує, переходи між ними – між менілітовою та поляницькою і воротищенською світами переважно поступові. Зафіксовані тільки локальні розмиви менілітових утворень в підшві відкладів поляницької або воротищенської світ (дві останні світи іноді фаціально повністю взаємозаміщуються). Розмиви приурочені до наступних елементів: а) ядерних частин антикліналей (Слобідської, Каменю і ін.), б) палеоруслових форм, заповнених конгломератами – нагромадженнями грязекам'яних потоків (debris-flow), в) загалом

до зовнішньої частини Бориславсько-Покутської зони, у внутрішніх її елементах розмиви між менілітовою та поляницькою світами не фіксуються, в цих же елементах, як зазначалось, і фаціально виклинюються лінзи екзотичних конгломератів. Такий характер розмивів, очевидно, вказує на конседиментаційний характер тектонічних процесів.

Геологічні дані свідчать, що границя між флішовим та моласовим осадовими комплексами є діахронною і загалом “омолоджується” в сторону більш внутрішніх структур Бориславсько-Покутської зони. Рухаючись до південного заходу, навхрест простягання зони, спостерігаємо, що поляницька світа стратиграфічно нормально залягає спочатку на нижньо-, потім на середньо- і, - у внутрішніх структурах – на верхньоменілітовій підсвітах. Даний факт багато дослідників [5 і ін.] пояснюють регіональним розмивом менілітової світи. На нашу ж думку, це демонструє поступове “омолодження” початку процесів нагромадження молас від ранньоменілітового (зовнішня периферія Бориславсько-Покутської зони і загалом флішового Карпатського басейну) до постверхньоменілітового часу (внутрішня частина цієї зони, Берегова скиба Скибового покриву).

Потрібно зауважити, що менілітова світа фаціально заміщується не тільки в бік зовнішніх структур Карпатської споруди, а і в сторону внутрішніх її елементів. Дослідниками давно вже встановлено, що в південних лусках Скибового покриву та в Кросненській структурно-фаціальній зоні темні бітумінозні утворення верхньої частини світи латерально замінюються на олігоценно-міоценові сіробарвні відклади кросненської світи. Остання, за своїм виглядом та седиментологічними ознаками (зокрема, відсутністю типових текстур, притаманних класичним турбідитам), надзвичайно близька до поляницької.

В структурному відношенні внутрішня Бориславська підзона Бориславсько-Покутської зони представлена системою характерних “глибинних” лусок, ромбо- і S-подібна форма яких свідчить, що вони, вірогідно, є структурами типу “лусок вдавлювання” чи “дуплексів” (duplexes [11]) і формувалися на глибині під поверхнею Скибового покриву. Рунгурській підзоні притаманні вузькі гребенеподібні, іноді брахіформні антикліналі, ядерна частина яких заповнена флішом, що розділені більш широкими синкліналями.

Самбірський покрив складений дислокованими повністю відірваними від своїх седиментаційних коренів міоценовими моласами – піскувато-глинистими сіробарвною воротищенською (поширеною локально), субконтинентальною строкато-барвною стебницькою та сіробарвною соленосною балицькою світами. В північно-західному сегменті покриву в нижній частині його стратиграфічного розрізу розвинені “екзотичні” нижанковицькі конгломерати стебницької світи [3], а у верхній – радицькі конгломерати балицької світи, складені вже уламками порід карпатського флішу.

В межириччі Стрий – Серетель перед фронтальною частиною Бориславсько-Покутського покриву розвинена олістостромовна товща, яка в принасувній смузі завершує стратиграфічний розріз Самбірської зони і віднесена нами до балицької світи. Олістострома тектонічно перекривається Бориславсько-Покутським покривом і містить олістоліти порід стебницької та воротищенської світ цього покриву.

Самбірський покрив ускладнений системою насувів другого порядку, які формують тектонічні луски субкарпатського простягання та вергентності. В центральній частині Українського Прикарпаття наявні також ретронасувні структури.

Загалом, будова Бориславсько-Покутського та Самбірського покривів цілком відповідає “карпатському стилю” тектоніки. Що стосується геолого-стратиграфічної позиції молас Прикарпаття, то необхідно констатувати наступне. При переході від внутрішніх структурно-фаціальних одиниць Передкарпаття до зовнішніх (Бориславсько-Покутська – Самбірська – Зовнішня (Більче-Волицька)) спостерігається закономірне “омолодження” стратиграфічного розрізу цих одиниць. Ця риса є характерною для покривно-складчастих споруд типу акреційних призм, які “наступають” на континентальну окраїну і “крок за кроком” наросуються моласовими утвореннями форланду орогену. В той же час, як зазначалось, в межах Бориславсько-Покутської зони нижня межа молас (границя між моласами та флішом) “омолоджується” в сторону більш внутрішніх структур цієї зони.

Геологічна еволюція. Аналіз вищевикладених даних, а також інших відомих опублікованих матеріалів, що стосуються геології регіону, дозволяють запропонувати наступну модель тектоно-

седиментаційної еволюції моласових басейнів внутрішньої частини Передкарпатського прогину та процесів зародження і розвитку Бориславсько-Покутського та Самбірського покривів (рис. 3, 4).

Безпосередньо перед початком міоценової епохи територія Самбірської і Більче-Волицької зон, вірогідно, знаходилась на континенті і була областю розмиву, а Бориславсько-Покутська зона складала “периконтинентальний” сегмент залишкового Карпатського флішового басейну. На думку дослідників [13, 14, 16, 17 і ін.], залишковий басейн, куди, зокрема, входили Скибова та Кросненська зони і їх аналоги, розміщувався на тонкій континентальній корі окраїни Євразії (на структурах Східно-Європейської платформи та її складчастої облямівки, які зазнали альпійської тектонічної переробки) і, можливо частково – на (суб)океанічній корі. З південно-західного внутрішнього боку даний басейн обмежувався покривно-складчастими спорудами (акреційними призмами) внутрішніх Флішових Карпат – зокрема Чорногорським, Магурським, Дуклянським покривами. Седиментологічні спостереження показують, що на рубежі еоцену – олігоцену в цьому басейні припинилось нагромадження типових турбідитових товщ (характерних для крейдово-еоценового флішу) і розпочалось осадження бітумінозних менілітових утворень. За даними геологів [16 і ін.] в цей час відбулось значне обміління Карпатського басейну (від ~ 3 км до < 1 км) та його відокремлення від Світового океану внаслідок активізації колізійних процесів в західному секторі Тетису. Можна допустити, що згадане обміління відображало початковий етап покривотворення і було викликане зривом флішових мас залишкового басейну зі свого седиментаційного субстрату, загальним підняттям цих мас в результаті їх насунання, як єдиного цілого (мегапокриву флішу), в сторону платформи.

На початку міоцену в найбільш припіднятих зовнішніх північно-східних ділянках Бориславсько-Покутської зони почала нагромаджуватись мілководна моласа (осади поляницької та воротищенської світ). Моласова седиментація супроводжувалась складчасто-насувними процесами – ростом антиклінально-насувних “валів” (thrust fault-propagation growth folds [11] – антикліналі Слобідська, Каменю і ін.), зі склепінних частин яких сповзали в синклінальні “троги” олістоліти та

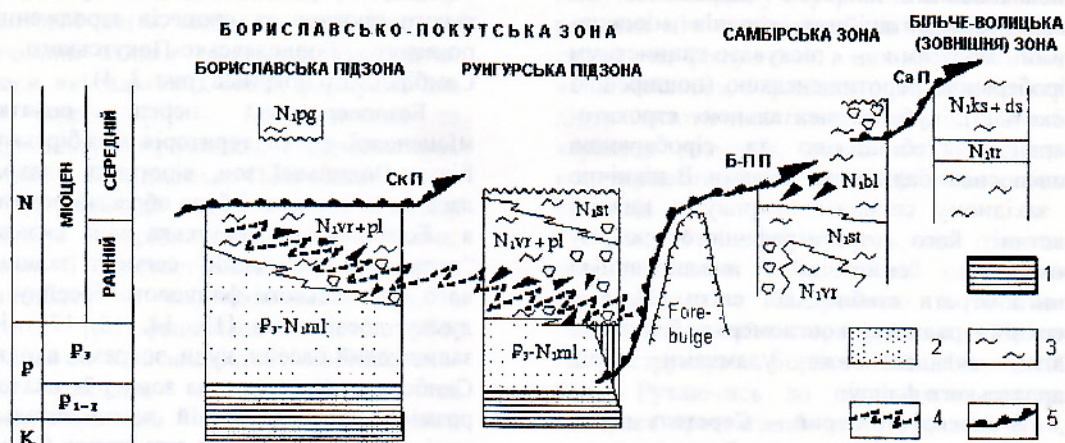


Рисунок 3. Схема кореляції седиментаційних та тектонічних орогенних подій.

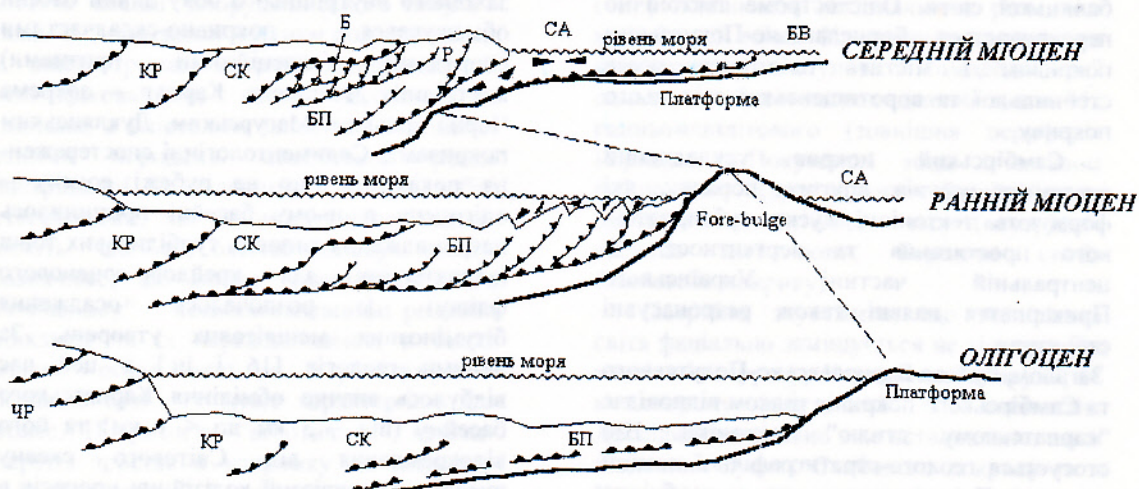


Рисунок 4. Принципові палінспастичні реконструкції фронтальної частини Карпатського орогену (олігоцен – середній міоцен, Українське Прикарпаття).

1 – типовий фліш (переважно турбідити); 2 – бітумінозні відклади; 3 – моласи; 4 – процеси тектонічного підняття та розлізювання Бориславсько-Покутського покриву; 5 – час насування покривів: СкП – Скибового, Б-П П – Бориславсько-Покутського, Са П – Самбірського (Стебницького). Інші умовні позначення див. на рис. 1.

Буквами на схемі позначені: ЧР – Чорногорський покрив або інші покриви внутрішньої частини флішових Карпат (Магурський, Дуклянський), КР – Кросненська зона, СК – Скибова зона, БП – Бориславсько-Покутський покрив (зона), Р – Рунгурська підзона, Б – Бориславська підзона, Са – Самбірська зона, БВ – Більче-Волицька зона. Інші умовні позначення див. на рис. 1

олістоплаки тектонізованих флішових порід. Вірогідно, конседиментаційні деформації були зумовлені процесами розвитку мегапокриву флішу - моласова седиментація та згадані деформації розпочались на передовій, найбільш припіднятій ділянці мегапокриву. Південно - західніше новоутвореного моласового

басейну продовжували нагромаджуватись осади менілітової світи (внутрішні елементи Бориславсько-Покутської зони), а ще внутрішніше – менілітово-кросненські утворення (Скибова, Кросненська зони) залишкового флішового Карпатського басейну. Мабуть, відклади цього останнього басейну вже були також зірвані

зі свого седиментаційного субстрату та формували тильну недеформовану (чи слабдеформовану) частину мегапокриву флішу.

Відомо, що орогенні процеси можуть призводити до утворення підняття форланду (fore-bulge) перед фронтом рухомої покривно-складчастої споруди. Подібне підняття виникло (активізувалось?) перед чолом мегапокриву флішу – перед Бориславсько-Покутським покривом. Воно стало постачати уламковий “екзотичний” матеріал зі сторони платформи в моласовий басейн (трускавецькі, слобідські, рушорські і ін. конгломерати). Грязекам’яні потоки (debris-flow), які несли “екзотичний” матеріал, часто змішувались з “олісто-стромовими” підводно-зсувними потоками, які переносили “місцеві” олістоліти флішу зсунуті з підняття морського дна. Разом ці потоки нагромадили потужні фангломератово-олістостромові товщі (слобідські, красноільські і ін.). “Джерело екзотики” (підняття форланду) паралелізується з Лежайським масивом чи прилеглими до нього структурами, активізація процесів розмиву яких добре фіксується на початку неогену.

Протягом *раннього міоцену* моласова седиментація, яка розпочалась на зовнішній периферії Бориславсько-Покутської зони, поширилась до південного заходу і поступово охопила всю її територію. Внутрішні елементи Бориславсько-Покутської зони “крок за кроком всередину” зазнали конседиментаційного тектонічного лускування та підняття (break-back sequence of thrusting [11]). Ці процеси фіксуються діахронною границею флішових (менілітова світа) та моласових (поляницька, воротищенська світи) утворень. Деформаційні явища, які супроводжували моласову седиментацію, призводили до нагромадження олістостром поляницької та воротищенської світ, “седиментаційного канібалізму”, локальних розмивів склепін антиклінальних складок. Територія Бориславсько-Покутської зони поступово і “діахронно” перейшла від режиму відносно глибоководної морської (менілітова світа) до мілководної морської (поляницька, соленосна воротищенська світи) та субконтинентальної (червонобарвна стебницька світа) седиментації. Ранньоміоценовий розвиток даної території зумовлювався тектонічним підняттям та розлізюванням все більш тильних структур передового (Бориславсько-Покутського) сегменту флішового мегапокриву.

Подібні (до Бориславсько-Покутського) моласові басейни, які формуються “на тілі” (piggy-back) передових покривних пластин фронтальної частини орогену носять назву “сателітних басейнів форланду” (satellite foreland basins), тоді як головні басейни форланду – власне передгірські прогини (foredeep) – утворюються перед фронтом орогену “на тілі” платформи [10]. Частиною такого головного басейну форланду став моласовий басейн Самбірської зони, який зародився дещо пізніше, ніж Бориславсько-Покутський і північно-східніше вже частково редукованого підняття форланду. Очевидно, утворення Самбірського басейну зумовлювалось процесами розвитку орогену – “приєднанням” мегапокриву, складеного осадами колишнього залишкового флішового басейну, до покривної споруди внутрішніх флішових Карпат (до акреційної призми), насуванням призми, передовим елементом якої став Бориславсько-Покутський покрив, на структури Євразійського континенту та формуванням Самбірського прогину перед фронтом головного насуву. На думку багатьох дослідників [12 – 15 і ін.] найбільш вірогідною причиною утворення акреційної призми Флішових Карпат та басейну Передкарпатського прогину була субдукція підфлішового седиментаційного субстрату, складеного тонкою континентальною чи (суб)океанічною корою Євразійської плити, під мікроплити ALCAPA та TISZA (Внутрішні Карпати).

В *середньому міоцені* Бориславсько-Покутський покрив поступово тектонічно перекрив область колишнього підняття форланду, вивівся з зони морського седиментогенезу та почав насуватись на осади власне передгірського прогину – на моласовий басейн Самбірської зони. В прогин почали гравітаційно сповзати олістоліти та олістоплаки з фронтальної частини мегапокриву Карпат – з Бориславсько-Покутської одиниці, утворюючи олістостромову товщу балицької світи. Тильна частина Бориславсько-Покутського елемента (Бориславська підзона) перекрилась Скибовим покривом і на глибині під ним тектонічно розлізювалась та подекуди трансформувалась в луски-дуплекси.

Склад уламкового матеріалу молас Самбірської зони свідчить, що при зародженні власне Передкарпатського прогину, значна кількість цього матеріалу, принаймі в північно-західному сегменті зони, постачалась підняттям форланду (нижанковицькі конгломерати), а вже при

завершенні процесів моласового осадконагромадження основним джерелом зносу стали флішові утворення Карпат (радицькі, рихтицькі конгломерати).

В сарматський та післясарматський час процеси тектогенезу призвели до зриву відкладів Самбірської зони зі своєї седиментаційної основи, загального підйому зони, її виведення з області осадконагромадження та трансформації в передовий покрив Карпатської споруди. Передкарпатський прогин мігрував в сторону платформи, де стали накопичуватись косівсько-дашавські моласи Більче-Волицької зони. Самбірський покрив насунувся на значну віддадь (як мінімум десятки км) на автохтонні моласові утворення зовнішньої (Більче-Волицької) частини передгірського прогину.

“Приєднання” Самбірського покриву до Карпатського орогену відбувалось відповідно до механізму росту крупної акреційної призми, що насувається на край континенту на останніх етапах колізійного процесу. З цього краю “скальпуються” осади новоутвореного моласового басейну і наросують призму. Ріст призми міг бути зумовлений завершенням субдукції підфлішового седиментаційного субстрату (тонкої континентальної і/чи (суб-)океанічної кори), частковим затягненням в зону субдукції (не на велику глибину, а тільки під ороген) “нормальної” континентальної кори окраїни Євразії, тобто краю платформи, яка і блокувала субдукційну зону. Остання в результаті цього припинила своє існування.

Висновки

1. Зародження, розвиток та відмирання моласових басейнів Прикарпаття, їх просторова міграція тісно пов'язані з формуванням Карпатського орогену, зокрема з насуванням передових його покривних пластин. Покривно-складчасті процеси відбувались конседиментаційно протягом усього часового інтервалу нагромадження молас з більшою та меншою інтенсивністю в певні періоди.

2. Бориславсько-Покутський моласовий басейн зародився на початку міоцену на передовій найбільш припіднятій частині новоутвореного мегапокриву, складеного зірваними зі своєї основи осадами залишкового Карпатського флішового басейну. Поступовий підйом (в результаті тектонічного розлізювання і насування)

все більш тильних ділянок передової частини мегапокриву (break-back sequence [11]) до рівня моря протягом раннього міоцену призвів до поширення моласового поляницько-воротищенського басейну “всередину” на всю територію Бориславсько-Покутської зони. Цей підйом супроводжувався конседиментаційними деформаціями, локальними розмивами, “седиментаційним канібалізмом”, нагромадженням олістостром. Формування останніх пов'язане з ростом антиклінально-насувних “валів” в тілі покривної пластини, з яких сповзали олістоліти флішу в синклінальні “троги”.

Бориславсько-Покутський моласовий басейн, що утворився “на тілі” мегапокриву (piggy-back basin), згідно з сучасними класифікаціями седиментаційних басейнів [10] відповідає так званому “сателітним басейнам форланду орогену” (satellite foreland basin).

Перед фронтом мегапокриву Карпат, передовим елементом якого став Бориславсько-Покутський покрив, утворилось підняття форланду (fore-bulge), яке стало розмиватись і активно постачати “екзотичний” матеріал.

3. Моласовий басейн Самбірської зони є частиною власне передгірського прогину - головного басейну форланду (fore-deep), який виник перед фронтом Карпатської споруди на структурах платформи. З чолової (Бориславсько-Покутської) частини цієї покривної споруди в прогин сповзали крупні олістоліти та олістоплаки, формуючи в Самбірській зоні олістостромову товщу балицької світи.

4. Формування Бориславсько-Покутського та Самбірського покривів, їх приєднання до Карпатської покривно-складчастої споруди, що супроводжувалось міграцією депоцентру моласового прогину в сторону платформи, відображає процес наросування Карпатської акреційної призми та її насування на Євразійський континент. Цей процес, вірогідно, відбувався в результаті завершення субдукції тонкої континентальної чи/і (суб-)океанічної кори залишкового флішового басейну під мікроплити ALCAPA та TISZA (Внутрішні Карпати) і часткового затягування в субдукційну зону (тільки під ороген флішових Карпат) “нормальної” континентальної кори Євразії – структур платформи. Ця остання внаслідок плавучості континентальної кори блокувала субдукційний процес в регіоні.

На закінчення зазначимо, що чіткіша та достовірніша інтерпретація, вікова

прив'язка та кореляція тектоно-седиментаційних орогенних подій в регіоні стане можливою після детальнішої стратифікації олігоценно-міоценових осадових утворень Карпат та Прикарпаття, що вимагає додаткових палеонтологічних і, особливо, нетрадиційних седиментолого-стратиграфічних досліджень.

Література

1. Артющков Е. В., Беэр М. А., Мернер Н. А. Независимость погружения земной коры и горообразования на Карпатах от надвигания тектонического покрова // Докл. РАН. – 1996. – Т. 346. – № 1. – С. 103 – 107.
2. Астахов К. П., Багинян М. К. Основные аспекты геодинамического развития Карпатского региона в мезо-кайнозой // Тез. докл. XIV Конгр. КБГА. – София, 1989. – С. 338 – 340.
3. Буров В. С., Вишняков И. Б., Мыкыта Б. В. и др. // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1976. – № 46. – С. 34–40.
4. Буров В. С., Глушко В. В., Шакин В. А., Шпак П. Ф. К вопросу о северо-восточной границе распространения флиша в Предкарпатском прогибе // Геол. журнал. – 1969. – Т. 29. – № 3. – С. 3–12.
5. Вялов О. С. Стратиграфия неогеновых молас Предкарпатского прогиба. – Киев: Наук. думка, 1965. – 192 с.
6. Геодинамика Карпат / Круглов С. С., Смирнов С. Е., Спитковская С. М., Фильштинский Л. Е., Хижняков А. В. – Киев: Наук. думка, 1985. – 136 с.
7. Глубинное строение, развитие и нефтеносность Украинских Карпат / Г. Н. Доленко, А. Т. Бойчевская, Л. Г. Данилович и др. – Киев: Наук. думка, 1980. – 148 с.
8. Крупський Ю. З. Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. – Київ: УкрДГРІ. – 2001. – 144 с.
9. Стратиграфические схемы фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения. Неогеновые отложения Предкарпатского прогиба и юго-западной окраины Восточноевропейской платформы. – Киев, 1993. – 1 л.
10. Einsele G. Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget. – Berlin: Springer – Verlag, 1992. – 615 p.
11. McClay K. R. Glossary of thrust tectonic terms // Thrust Tectonics / McClay K. R. (ed.). – 1992. – P. 419 – 433.
12. Royden L. N. Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin System // The Pannonian Basin: a study in basin evolution. AAPG Memoir / Royden L. H. & Horwath F. (ed.). – 1988. – V. 45. – P. 27 – 48.
13. Oszczypko N. Late Cretaceous through Paleogene evolution of Magura Basin // Geologica Carpathica. – 1992. – V. 43. – N 6. – P. 333 – 338.
14. Oszczypko N. From remnant oceanic basin to collision-related foreland basin – a tentative history of the Outer Western Carpathians // Geologica Carpathica. – 1999. – N 50. – P. 161 – 163.
15. Oszczypko N. The Western Carpathian Foredeep – development of the foreland basin in front of the accretionary wedge and its burial history (Poland) // Geologica Carpathica. – 1998. – V. 49. – N 6. – P. 415 – 431.
16. Poprawa P., Malata T., Oszypko N. Ewolucja tektoniczna basenów sedymentacyjnych polskiej części Karpat zewnętrznych w świetle analizy subsydencji // Przegląd Geologiczny. – 2002. – V. 50. – N 11. – S. 1092 – 1108.
17. Sandulescu M. Cenozoic tectonic history of the Carpathians // The Pannonian Basin: a study in basin evolution. AAPG Memoir / Royden L. H. & Horwath F. (ed.). – 1988. – V. 45 – P.
18. Study in basin evolution. AAPG Memoir / Royden L. H. & Horwath F. (ed.). – 1988. – V. 45 – P. 17 – 26.

EVOLUTION OF THE BORYSLAV-POKUTTYA AND SAMBIR NAPPEs AND TECTONIC SETTING MIOCENE MOLASSE BASINS (UKRAINIAN PRE-CARPATIANS)

O. M. Hnylko, V. O. Vaschenko

The model of tectono-sedimentary evolution of the Pre-Carpathians Miocene molasse basins and forming Boryslav-Pokuttya and Sambir frontal nappes of the Carpathian orogen are represented. Boryslav-Pokuttya piggy-back molasse basin developed on top of deeper lying thrust sheet (on meganappe of the flysch) and correspond to co-called "satellite foreland basins". Sambir Miocene basin comprises the inner part of the just foreland basins – the Pre-Carpasians Neogene foredeep at the Carpathian front. Forming Boryslav-Pokuttya and Sambir nappes is related to the progradation of the Carpathian accretionary wedge and to overthrusting wedge on the platform. Our investigations allow to distinguish olistostrome in the Miocene Balych formation of the Sambir unit at the foreland of the

Boryslav-Pokuttya nappe. Growing the Boryslav-Pokuttya nappe, sliding and slumping the frontal part of this nappe into Balych basin (Sambir unit) caused forming the olisthostrome.

**ЭВОЛЮЦИЯ БОРИСЛАВСКО-ПОКУТСКОГО И САМБОРСКОГО ПОКРОВОВ И
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МИОЦЕНТОВЫХ МОЛАСОВЫХ БАССЕЙНОВ
(УКРАИНСКОЕ ПРИКАРПАТЬЕ)**

О. Гнилко, В. Ващенко

Представлена модель тектоно-седиментационной эволюции миоценовых моласовых бассейнов Прикарпаття і формування Бориславсько-Покутського і Самбірського передових покривів Карпатського орогену. Бориславсько-Покутський моласовий басейн розвивався на передовій припіднятій частині мегапокриву флішу, а Самбірський – охоплює внутрішню частину власне Передкарпатського неогенового прогину.