

Петро ЛОЗИНЯК, Мар'ян ПЕТРАШКЕВИЧ

ОСНОВНІ ПРИНЦИПИ І СХЕМА ТЕКТОНІЧНОГО РАЙОНУВАННЯ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Фаціальна зональність Карпат, на думку багатьох дослідників, обумовлена розділенням на ранніх етапах їх геосинклінального розвитку на окремі трого та підняття. За основу тектонічного районування області взяті літолого-фаціальні відміни порід крейди, а для структур нижчого порядку — палеогену. За цими ознаками у складчастій частині Українських Карпат виділені (з півдня на північ): Лесарненський, П'єнінський, Рахівський, Сухівський, Магурський, Шипоцький, Субсілезький і Сколівський покрови — шар'яжі. У моласовому комплексі передгір'я Карпат встановлені Слобідський та Стебницький покрови, які ми об'єднуємо в один Дрогобицький шар'яж. Останній разом із шар'яжами флішових утворень нагромаджені в Підкарпатському рифтогені і зупинені в подальшому русі на північний схід Косівсько-Угерською зоною та Отинським горстом.

У західному регіоні України з геологічного погляду, як звичайно, виділяють дві основні одиниці: а) платформову, яка відповідає південно-західному закінченню древньої Східноєвропейської та молодшої Західноєвропейської платформам і б) геосинклінальну, яка охоплює альпійську гірську споруду Складчастих Карпат і неогенових прогинів, що прилягають до неї: Передкарпатського крайового або передового та Закарпатського внутрішнього.

Характерною ознакою карпатської споруди є чітка поздовжня структурно-фаціальна зональність з її загальною північно-східною вергентністю (запрокидуванням) та насуванням більш внутрішніх елементів на зовнішні.

Вважається, що ця зональність обумовлена поділом Карпатської геосинклінали на ранніх і пізніших стадіях розвитку на окремі западини (троги), що різко занурюються, та скидові уступи (кордільєри), котрі їх обмежують. Формування цих структурних елементів відбувалося під час загального розтягу земної кори по системі субпаралельних вертикальних розломів.

Така будова гірської споруди Карпат встановлена декількома поколіннями австро-угорських, польських, чехо-словацьких, румунських, російських і українських геологів.

При виділенні великих структурно-фаціальних одиниць (зон чи покровів) як найнадійніший критерій використані дані про літолого-фаціальні відміни порід крейди, а для структур другого і третього порядків — палеогену.

У складчастій частині Українських Карпат за фаціями крейди виділяються вісім великих підрозділів: Лесарненський, П'єнінський, Рахівський, Сухівський,

Магурський, Дуклянсько-Чорногорсько-Кросненський, Сілезький, Венглювецький і Сколівський покрови (структурно-фаціальні зони), (рис. 1).

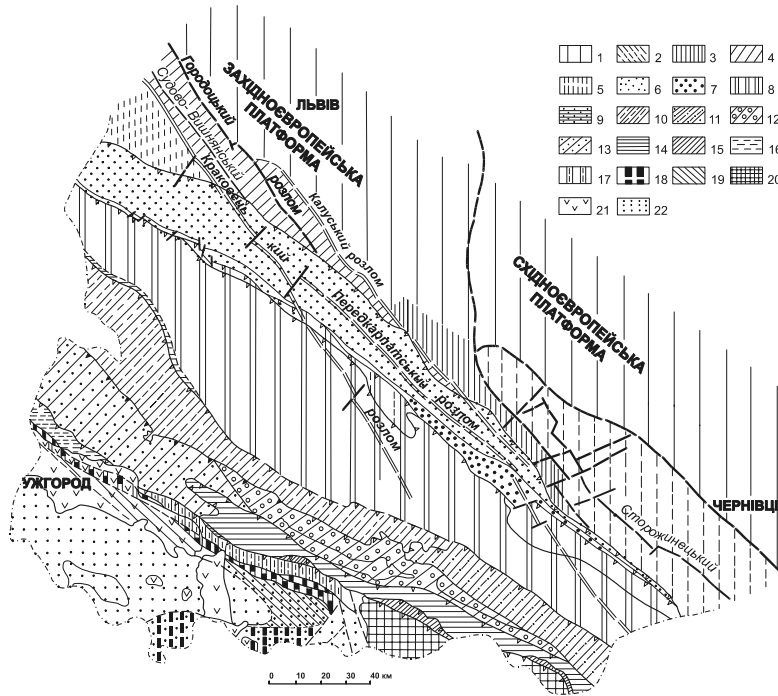


Рис. 1. Схема тектонічного районування Українських Карпат. Склад П. Лозиняк, 2002 р.
 1 — Східно- і Західноєвропейські платформи; 2—5 — південно-західний край платформ:
 2 — Коломийська западина; 3 — Отинський горст; 4 — Косівсько-Угерська ступінчаста зона; 5 — Крукеницька западина; 6—7 — шар'яз моласового комплексу (егер-сармат) Передкарпаття: 6 — Стебницький покров; 7 — Слобідський покров; 8—19 — флішевий комплекс (крейда-палеоген) Карпат: 8 — Сколівський (Скибовий) шар'яз; 9 — Розлуцька зона; 10—13 — Шипоцький шар'яз: 10 — Кроснецький покров; 11 — Чорногорський покров; 12 — Клімовський покров; 13 — Дуклянський покров; 14 — Сухівський шар'яз; 15 — Рахівський шар'яз; 16 — Магурський шар'яз; 17—18 — П'єнінський шар'яз: 17 — Північна (Мармароська) смуга скель (покров); 18 — Південна (власне П'єнінська) смуга скель (покров); 19 — Лесарненський покров, розкритий у фундаменті Закарпатського прогину; 20 — Внутрішні Карпати: Мармароський шар'яз; 21—22 — моласи Закарпатського прогину: 21 — Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо; 22 — теригенні утворення (егер-дакій) Солотвинської і Мукачівської частин прогину.

Лесарненський покров [1], виділений порівняно недавно, простежується на південний захід від П'єнінського і встановлений у фундаменті Закарпатського неогенового прогину низкою глибоких свердловин (Лесарня-1, Іршава-2, Теремля-1-10, Тячево-1 та ін.). В його будові беруть участь темноколірні теригенно-карбонатні утворення нижньої та верхньої крейди (дуловська і кричевська світи) загальною товщиною понад 2,0 км.

Відсутність перериву в осадконакопиченні між нижньою і верхньою крейдою вказує на те, що Лесарненський покров, імовірно, належить ще Зовнішнім (флішовим) Карпатам.

Він разом із П'єнінським покровом утворює ту перехідну ланку між Зовнішніми та Внутрішніми Карпатами, які були сформовані відповідно в пізньоальпійську (савську) та ранньоальпійську (австрійську) фази складчастості.

Крейдові відклади Лесарненської зони (покрову) спершу виділили у кричівську світу і вважали за верхньокрейдяні. При тому допускали, що глибше в цій самій фації можуть бути породи нижньої крейди. За стратотип світи прийнято розріз свердловини Терєбля-2. Крейдові відклади представлені переважно темно-сірими аргілітами з частими прошарками мергелів, вапняків, алевролітів та пісковиків. Породи пронизані тонкими прожилками білого кристалічного кальциту, іноді зім'яті (кути падіння 30—80°) і на різних рівнях містять залишки глоботрункан, радіолярій, уламки іноцерамів (призматичних верств), що характеризують більшість ярусів верхньої крейди. Розкрита потужність світи перевищує 1000 м.

У нижній частині кричевської світи подекуди (свердловини Терєбля-1 в інтервалі 2599—2601 м, Терєбля-4 — інтервал 2628—2634 м, Терєбля-8 — інтервал 2798—2840 м) виділяється пачка темно-сірих доломітизованих вапняків з прошарками чорних кременів. Ці утворення мають низький електричний опір і помітно виділяються на діаграмах стандартного каротажу. Підстеляє цю пачку горизонт (5—20 м) пісковиків і конгломератів, по підшві якого і проводиться нижня межа кричівської світи.

У свердловині Терєбля-3 (інтервал 3060—4006 м) нижче вказаного піщано-конгломератового горизонту розкрита потужна товща нижньої крейди, яка виділена в дулівську світу [2]. Складена вона переважно перешаруванням як окремих верств, так і пачок мергелів і вапняків.

Другорядне місце в розрізі займають аргіліти, алевроліти та пісковики. Мергелі сірі, темно-сірі, глинисті, часом кременисті й доломітисті, реліктово-органогенні, (особливо в нижній частині розрізу), з численними перекристалізованими скелетами мікроорганізмів та тонкими павутиноподібними прожилками піритизованої органічної речовини. Вапняки темно-сірі до чорних, глинисті, іноді органогенні з численними прожилками кальциту. Аргіліти темно-сірі до чорних, переважно вапнисті, подекуди кременисті. Пісковики та алевроліти сірі, поліміктові, різнозернисті, з глинисто-карбонатним цементом.

У нижній частині світи знайдені поодинокі кальпіонели, залишки піщаних форамініфер та спікули губок, характерні для неокому.

Аналогічні карбонатно-кременисті породи розкриті свердловиною Терєбля-8 (інтервал 2840—3148 м), які нижче (інтервал 3148—3205 м) змінюються ясно-сірими та кремовими вапняками верхньої юри.

Зовсім інший літофаціальний тип розрізу крейди спостерігається у П'єнінському покрові, який вузькою смугою виходить на денну поверхню і простежується від району Братислави (Словаччина) до долини Тересви. На заході він частково перекривається Внутрішніми Карпатами, а від Горнадських поперечних дислокацій і до р. Тересви значно, а подекуди й повністю перекривається міоценовими утвореннями Закарпатського неогенового прогину.

Крейдові утворення покрову згруповані у три світи: сваяльську, тисальську та пухівську.

Свалявська світа (неоком) складається з сірих та ясно-сірих пелітоморфних вапняків з чорними конкреціями силіцитів з тонкими прошарками темно-сірих, інколи зеленуватих аргілітів. Породи вміщують численні рештки амонітів, на основі яких вік світи визначають в інтервалі від валанжину, а навіть від кінця титону до раннього апту включно. Максимальна потужність світи в околиці Сваляви (потік Квасний) сягає 120 м.

Тисальська світа згідно перекриває свалявську і представлена ритмічним чергуванням темно-сірих до чорних фукоїдних, а в підшві ясно-сірих вапняків, аргілітів, алевролітів та поодиноких пісковиків. Поблизу покрівлі світи зустрічаються червоні та зелені мергелі, дуже характерні для пухівської світи, що залягає вище. Варто зазначити, що в покрівлі тисальської та в нижній частині пухівської світи зустрічаються як окремі олістоліти юрських, триасових і давніших порід, так і горизонти олістостромових утворень.

Це так звані „скельні“ виходи, від яких походять назви тектонічних одиниць: П'єнінська і Мармароська, яка лежить північніше, — скельні зони, або смуги чи покрови. Особливо багато окремих олістолітів, олістоплак і олістостромових горизонтів у Мармароській смузі. Матрицею олістостромових утворень тут є чорні й темно-сірі аргіліти (каменелінська світа за В. Черновим), які подекуди виходять на денну поверхню (ріки Теремля, Мала та Велика Угольки) а також розкриті свердловинами (22, 23-Уголька, 1-Довге та ін.) і сірі й темнувато-сірі вапнисті алевроліти чи піщаністі мергелі, відомі в геологічній літературі як аналог соймульської світи Мармароського кристалічного масиву.

На наш погляд, олістостроми глинисто-алевритисто-піщаниста товща (матриця), яка їх вміщує, є віковими аналогами Тисальської світи, яка вверх по розрізу поступово перекривається червоними та зеленими мергелями пухівської світи спільно як для П'єнінської, так і Мармароської смуг.

З огляду на це П'єнінську і Мармароську смуги скель ми об'єднуємо в один великий П'єнінський покров, а точніше — шар'яж.

Основним поставником уламкового матеріалу для формування олістостром як П'єнінської, так і Мармароської смуг були, ймовірно, фронтальні луски Мармароського шар'яжу. Останній творить підковоподібну дугу Внутрішніх Карпат, яка значно далі насунена в північно-східному напрямі, ніж серповидна дуга Татрове-порід Західних Внутрішніх Карпат [3].

Мармароська група покровів на північному сході безпосередньо межує з Рахівським, а подекуди із Сухівським (більш північним) покровами.

Крейдові утворення Рахівського покрову представлені двома світами: рахівською та вовчинською. Чимало дослідників [4] зараховує до цього покрову ще й кам'янопотоцьку світу. Остання встановлена і розповсюджена в межах Мармароської групи покровів (Внутрішні Карпати) і до Зовнішніх Карпат немає ніякого стосунку.

Рахівська світа представлена дво- і трикомпонентним, переважно темно-сірим флішем. У випадку трикомпонентного флішу першим елементом ритму є конгломерати, гравеліти, пісковики та алевроліти, другим виступають вапняки або мергелі, а третім — аргіліти.

Породи, як звичайно, сильно дислоковані й переповнені прожилками білого кальциту, який на загальному темному тлі помітно виділяється і допомагає у польових умовах простежувати цю світу. Літологічний склад відкладів світи більш-менш однорідний, змінюються лише характер ритму (від тонкого до

груборитмічного чергування складових його частин), співвідношенням глинистих і піщаних компонентів, подекуди спостерігається скремениння та філітизація порід. Загальна товщина світи — у межах 400—500 м.

Палеонтологічно світа охарактеризована слабо. В ній знайдені валанжин-готерівські пелєциподи та амоніти і неокомські форамініфери.

Вовчинська світа (250—400 м) узгоджено залягає на рахівській і представлена чергуванням середньо- і грубошаруватих сірих пісковиків, рідше гравелітів та лінз і шарів дрібногалькових конгломератів і пакетів тонкоритмічного темно-сірого алеврито-аргілітового флішу. Палеонтологічних залишків у породах світи не знайдено. Трохи умовно вона віднесена до баррему-апту.

Більш верхні частини крейдового розрізу (апт-сенон) відомі з межиріччя Боржави — Тересви, однак їхня належність до Рахівського покрову є спірна. Рахівський покров упевнено трасується від кордону з Румунією до басейну Шопурки.

Сухівський покров охоплює район розповсюдження відкладів білотисенської, сухівської й терешовської світ. Він простежується від кордону з Румунією до басейну Латориці й у північно-східному напрямі насунений на Чорногорсько-Дуклянську групу покровів. На думку С. Круглова, С. Смирнова та ін. [5], Сухівський (Поркулецький або Буркутський) покров простежується до долини Ужа.

Білотисенська світа (валанжин-альб) складена потужною (>1000 м) товщею ритмічного перешарування сірих, темнувато-сірих і подекуди зеленкувато-сірих аргілітів, алевролітів та пісковиків. Для алевролітів і пісковиків характерна підводно-зсувна текстура, від якої ця товща на території Румунії дістала назву „курбікортикальних шарів“.

Місцями перешарування стає грубшим, де переважають шари пісковиків завтовшки 0,5—3,5 м і розріз загалом стає піщаним. Товщина таких піщаних пачок може перевищувати 250 м. Вони не мають постійного стратиграфічного положення і більше притаманні для нижньої та верхньої частин розрізу світи. Крім того, у верхній частині світи подекуди є горизонти гравелітів та конгломератів (богданських, броньківських). В геологічній літературі піщаний розріз верхньої частини білотисенської світи відомий під назвою буркутських пісковиків, або буркутської світи.

В межиріччі Тересви і Боржави покрівля білотисенської світи складена тонкоритмічним перешаруванням (1—5—10 см) переважно темно-сірих до чорних аргілітів та алевролітів із поодинокими прошарками мергелів.

Сухівська світа згідно перекриває білотисенську і складена в нижній частині темно-сірими алевролітами, аргілітами, із лінзами і караваєподібними включеннями вапняків, які вище по розрізу змінюються червоними та зеленими мергелями з прошарками строкатих (зелених, червоних, попелясто-сірих до чорних) аргілітів, алевролітів та сірих слюдистих пісковиків.

За багатотою фауною амонітів, белемнітів та форамініфер і радіолярій вік вмістимих відкладів датовано від верхнього альбу по турон включно. Потужність світи виносить понад 200 м. Зазначимо, що зі строкатими породами пов'язані горизонти олістостромів (потік Поркулець, р. Боржава, с. Бронька), у складі яких є уламкові породи давніших порід, у тому й галька гранітів.

Терешовська світа згідно перекриває сухівську і завершує розріз крейдових утворень Сухівського покрову.

Вона представлена товстошаруватими масивними різнозернистими слюдистими пісковиками, посеред яких є прошарки темно-сірих і зеленкуватих аргілітів, або ритмічні алевролітово-аргілітові пакети. По потічку Поркульцю та його притоках (басейн Терешови, права притока р. Тересви) у покрівлі світи простежується горизонт (1 — 2 м) дрібногалькових конгломератів та гравелітів. З підшви грубоуламкових утворень відомі залишки піщаних форамініфер, характерних для верхньої крейди. Потужність світи сягає 500 м, а вік порід установлюється від коньяку по маастріхт включно.

У літературі іноді можна зустрінути твердження про те, що терешовська світа за віком охоплює не тільки верхню крейду, а й палеоцен і навіть середній еоцен. Однак як у стратотипі світи (потік Поркулець), так і в інших місцях (р. Красна, потік Плиняк) відсутнє нарощування розрізу молодшими утвореннями. Помилковим, на наш погляд, є і ототожнювання піщаної товщі терешовської світи з бачавськими (чорноголовськими) пісковиками басейну Люти та „буркутськими“ верствами полонини Петрос (півостанець Петроського покрову). Останні мають не білотисенську, а шипотську основу нижньої крейди і тому повинні розглядатися у складі не Суховського, а більш північних Дуклянського та Чорногорського покровів.

Таке довільне тлумачення об'ємів окремих піщаних товщ (світ) на південному схилі Українських Карпат спричинило появу різних схем тектонічного поділу цієї території та просторового розповсюдження того чи іншого покрову.

Магурський покров широко розповсюджений у Західних Карпатах на території Словаччини, Польщі, а в межах України він простежується клиновидною смугою до басейну р. Латориці. Північна його межа пролягає по лінії Малий Березний-Тур'я-Ремета-Порошкове і перед Оленівським перевалом перекривається вулканічними породами Вигорлат-Гутинського пасма. В його будові беруть участь переважно палеоцен-еоценові відклади, і лише подекуди виходять верхньокрейдові утворення. На суміжних територіях вони відомі як іноцерамові шари, а в межах України до верхньої крейди віднесено малопотужні строкаті тонкоритмічні аргілітово-алевролітові породи пригирлової частини р. Люти з фауною форамініфер, притаманною верхній крейді і низам палеоцену.

В долині Ужа Магурський покров контактує з П'єнінським та Дуклянським покривами. Крейдові відклади, зокрема нижнього його відділу, в Дуклянському, Клімівському, Чорногорському та Кросненському покривах представлені однорідною темноколірною глинисто-піщаною товщею шипоцької світи. За фацією цієї світи названі вже покрови можуть бути згруповані в один великий Шипоцький шар'яз. Зауважимо, що у складчистій споруді Українських Карпат виділення великих таксонів (зон) по фаціях крейдових і палеогенових утворень провели С. Бизова і М. Беєр [6, 7]. Автори виокремили п'ять приблизно однакових за масштабом та значимістю підрозділів, а саме: 1 — П'єнінська зона; 2 — Мармароська група зон; 3 — Буркутсько-Рахівська група зон; 4 — Сілезько-Чорногорська група зон; 5 — Скибова зона.

До П'єнінської зони ці дослідники відносили лише південну смугу скель, до Мармароської групи — зону Мармароського масиву, зону Мармароської смуги скель та Драгівську. Як відомо з вищенаведеного, у Мармароській групі об'єднані різні за часом формування тектонічні елементи флішових Зовнішніх та Внутрішніх Карпат. Аналогічна ситуація у Буркутсько-Рахівській групі, до якої віднесена кам'янопотоцька одиниця. Такий тектонічний поділ території Українських Карпат

пізніше не знайшов підтримки карпатських дослідників, хоча сам принцип об'єднання окремих зон (покровів) і підзон у більші таксони, на наш погляд, безпечно, правильний і багатобічючий.

Шипоцька фація нижньої крейди різко відмінна від одновікових утворень тектонічних елементів, що їх оточують як з півдня, так і півночі. За літологічними ознаками шипоцька світа чітко поділяється на дві підсвіти.

Нижньошипоцька підсвіта представлена монотонною глинистою товщею (до 400 м) чорного кольору, у складі якої у деяких розрізах виділяються три пачки. Нижня (до 100 м) складена чорними некарбонатними аргілітами з рідкими прошарками алевролітів і пісковиків та лінзовидних шарів сидеритів. Середня пачка (до 150 м) характеризується появою у розрізі значної кількості шарів мергелів. Верхня пачка (100—120 м) набуває характеру тонко- і середньоритмічного чергування чорних скременілих некарбонатних аргілітів і темно-сірих ушільнених та зливних пісковиків. У покрівлі підсвіти подекуди зустрічаються шари та пачки (1—1,5 м) чорних кременів і кулясті марганцеві та залізо-марганцеві конкреції.

Верхньошипоцька підсвіта (до 200 м) складена середньоритмічним (товщина ритмів 0,3—0,8 м) перешаруванням темно-сірих глауконітових зливних (кварцито-подібних) пісковиків із підпорядкованими їм шарами темно-сірих, чорних та зелених аргілітів. Подекуди (р. Лазещина, ліва притока р. Чорної Тиси; р. Яловичора, права притока р. Білий Черемош та ін.) спостерігається фаціальне заміщення зливних пісковиків сірими мергелями та появою у розрізі окремих шарів і пачок сірих слюдистих середньої міцності пісковиків буркутського чи чорногорського типів та конгломератів (потік Буковець, права притока р. Тур'я). У покрівлі підсвіти майже повсюдно простежується малопотужна (5—10 м) пачка тонкого перешарування скременілих темно-сірих алевролітів, зелених і чорних невапнистих аргілітів та сірих, інколи смугастих лінзовидних прошарків силіцитів. Вище за розрізом шипоцькі відклади згідно перекриваються строкатоколірними утвореннями яловецької світи. Нижня частина світи (нижньояловецька підсвіта) складена червоними та зеленими, як звичайно, невапнистими аргілітами з рідкими прошарками алевролітів та сидерито-марганцевих і піритових конкрецій, а верхня — дрібноритмічним чергуванням зеленкуватих, темно-сірих і рідко буруватих аргілітів, алевролітів, пісковиків та поодиноких мергелів. Загальна товщина світи близько 200—250 м, а вік порід за фауною форамініфер та радіолярій датовано як сеноман-турон, а подекуди, за рахунок нечіткої верхньої межі, як сеноман-сантон.

Кампан-маастріхтські утворення, що залягають вище, дуже мінливі у фаціальному розумінні. Загальною рисою для усіх розрізів є збільшення грубозернистих порід знизу до верху, а також наявність перехідних і подібних фацій, які спостерігаються у підзонах, що безпосередньо не межують між собою.

Так, для Дуклянського, Климівського і Чорногорського покровів подібними фаціями верхньокрейдового розрізу є піщані товщі бачавської, тарнічорської та чорногорської світ, а також темноколірні піщано-глинисті утворення березнянської, льолінської та урдинської й перехідної вільшанської (красношорської) світ. Товщини вказаних раніше світ становлять 600—1500 м.

Сілезький шар'яз (Сілезька і Субсілезька зони) розповсюджені в Західних Карпатах і в районі Жешова (Польща) кулісоподібно зчленовуються зі Сколівським (Скибовим) шар'язем.

Крейдний розріз шар'язу значною мірою подібний до П'єнінського типу (тешинські, вежовські і венгловецькі шари), й лише істебнянські верстви — до

чорногорських пісковиків Шипоцького шар'яжу. На території Українських Карпат продовженням Субсілезького покриву вважається Розлуцька зона, яка вузькою (1—2 км) смугою простягається у верхів'ях рік Дністра і Стрия і далі в південно-східному напрямі тектонічно виклинюється.

Сколівський (Скибовий) шар'яж широкою смугою простежується від р. Віслоки (Польща) до ріки Бистриця (Румунія) й складає зовнішню північно-східну частину Українських Карпат. Він збудований крейдовими та палеогеновими породами, які утворюють кілька великих структур — скиб, котрі простягаються на сотні кілометрів. До Сколівського шар'яжу ми відносимо також глибинні складки, відомі в геологічній літературі як глибинний елемент, як Бориславська скиба, або Покутсько-Бориславська зона (покрив).

Бориславсько-Покутська зона останнім часом поділена на дві частини: південну, власне смугу розвитку глибинних складок, або Делятинський покрив і північнішу Слобідську зону (покрив), у межах якої широко розвинені грубоуламкові (слобідські, трускавецькі конгломерати) та олістостромові утворення слобідсько-воротищенської товщі.

В усіх скибах (Бориславській, Береговій, Орівській, Сколівській, Парашки, Зелемянки, Рожанки та Славській) крейдові відклади представлені спаською, головнінською та стрийською світами.

Спаська світа (барем-альб) виходить на денну поверхню лише в північно-західній частині Сколівського шар'яжу в басейні рік Вирви, Дністра і Стрия, а також розкрита глибокими свердловинами 1-Шевченкове (5320—6240 м, 6940—7520 м) і 1-Луги (5452—5654 м). За літологічними ознаками світа розділена на нижню та верхню підсвіти.

Нижньоспаська підсвіта (до 100 м) представлена чорними бітумінозними аргілітами з підпорядкованими прошарками сірих та темно-сірих алевролітів і пісковиків. Спорадично зустрічаються шари і лінзи сидеритів. Порооди вмщують барем-аптські амоніти, форамініфери та інші скам'янілості.

Верхньоспаська підсвіта (100—150 м) складена перешаруванням чорних скременілих, іноді з ярозитом аргілітів, сірих і темно-сірих алевролітів, темно-сірих, близьких до зливних, та жовтувато-сірих (тершівських) пісковиків і чорних кременів. Останні більш властиві для верхньої частини підсвіти.

В покрівлі верхньоспаської підсвіти простежується пачка (2—5 м) зеленкувато-сірих і темно-сірих аргілітів з тонкими прошарками пісковиків, кременів (радіоляритів) і поодиноких дрібногалькових конгломератів. В породах цієї частини знайдені альбські белемніти, форамініфери та радіолярії.

Загалом спаська світа за літологічним складом має деяку подібність до одновікової шипоцької світи Шипоцького шар'яжу, тоді як верхня крейда Сколівського шар'яжу дуже відмінна.

Головнінська світа (75—150 м) згідно залягає на спаській і представлена тонкоритмічним перешаруванням плитчастих ясно-сірих скременілих з великою кількістю фукоїдів, мергелів, сірих, зелених, темно-сірих аргілітів і алевролітів. В підосві світи простежується пачка (3—40 м) зелених і червоних аргілітів з прошарками зеленкувато-сірих кременів-радіоляритів. Загальна товщина світи 65—140 м. За фауною форамініфер та радіолярій вона віднесена до сеноману — низів коньяку.

В південно-східному напрямі глибокими свердловинами 1-Луги, 1-Шевченкове — між спаською та головнінською світами розкрита потужна (понад 400 м)

ілемкінська світа червоних та зелених аргілітів із прошарками ясно-сірих дрібно-зернистих пісковиків, червоних і зелених мергелів.

Завершується розріз верхньої крейди Сколівського шар'яжу відкладами стрийської світи.

Стрийська світа складена різноритмічним (від грубого до тонкого) перешаруванням блакитно-сірих вапнистих з частими прожилками кальциту пісковиків, мергелів і темно-сірих, рідко зеленкуватих та поодиноких червоних аргілітів. За літологічними ознаками світу поділено на три підсвіти: нижню, середню та верхню. Фациально світа дуже мінлива. В одних випадках переважають піщано-глинисті груборитмічні перешарування (середня підсвіта), в інших — піщано-глинисті тонкоритмічні (верхня та нижня підсвіти) або мергельно-глинисті утворення, що характерні більше для нижньої підсвіти.

За фауною іноцерамів та форамніфер стрийська світа віднесена до коньяку — маастрихту. Загальна товщина світи понад 1500 м.

В північно-східному напрямі Сколівський шар'яж безпосередньо насунений на Слобідський та Стебницький покрови, у будові яких беруть участь, окрім крейдово-палеогенових флішових утворень, потужні товщі нижньо- та середньоміценових молас.

Слобідський покров донедавна входив до Бориславсько-Покутської зони (покрову), структуру якої характеризували багатоярусністю, порушеною численними поперечними розривами. При тому глибинні складки тягнулися від кордону з Польщею до Покуття. Згодом було встановлено, що ці складки формують ешелоновані групи структур і мають не лінійне, а кулісоподібне розміщення [8]. Це Блажівська, Урозька, Бориславська, Долинська, Битківська, Дзвиняцька і Покутська групи (куліси). За стилем будови і характером літофацій вони ідентичні Скибовій (Сколівській) зоні, тому й віднесені до неї як Делятинська підзона (покров).

Північно-східна частина Бориславсько-Покутської зони з широким полем розвитку відкладів воротищенської та слобідської світ, де встановлені олістоліти й олістоплаки флішевого комплексу, виділена в самостійний Слобідський покров [9].

Стебницький покров являє собою клиноподібну (в поперечному розрізі) безкореневу пластину, складену відкладами нижнього та середнього міоцену, з максимальною товщиною до 8 км (рис. 2). Найпоширенішими є строкатоклірні теригенні утворення стебницької і сіроклірні з горизонтами солей балицької світ. Відклади баденію і сармату не дуже розповсюджені. Є тут фрагменти еоценового флішу та менілітової світи олігоцену, які у вигляді олістостромів встановлені в розрізі стебницької світи в районі Добромиля й Хирова, а також задокументовані у свердловинах Яксманиця поблизу Перемишля на території Польщі.

Безперечно, формування грубоуламкових, засолонених і загіпсованих глинисто-піщаних товщ нижньо- і середньоміценових молас відбувалося у прогнутій передгірській споруді — власне Передкарпатському палеопротині. Однак у сучасному плані ці утворення, разом із флішевим комплексом, зірвані зі своєї основи й переміщені далеко на північний схід на десятки, а то й сотні кілометрів. Вони перекривають різноспрямовані підняті та опущені ділянки південно-західної країни Східноєвропейської давньої та молодшої Західноєвропейської платформ.

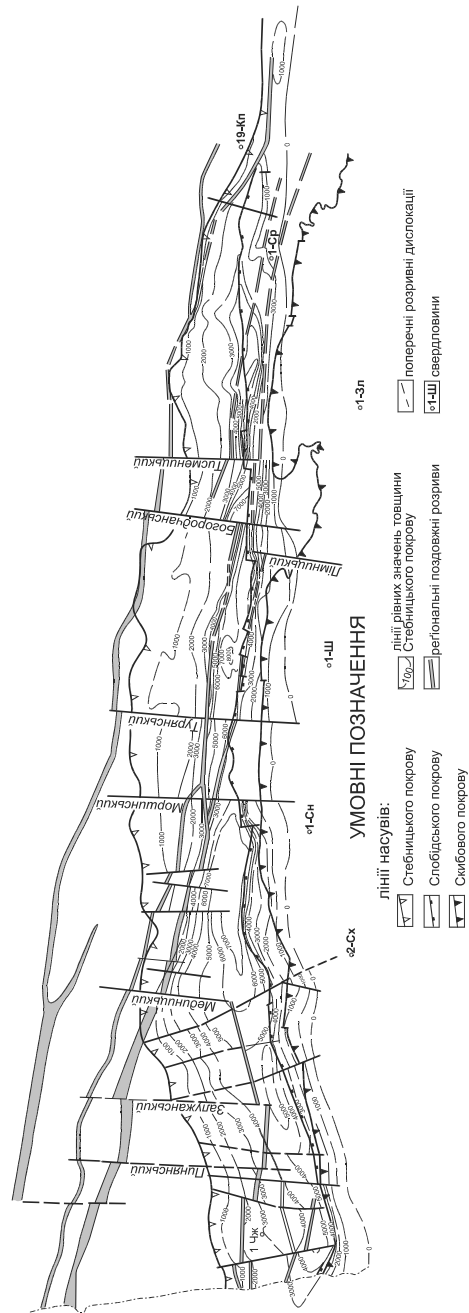


Рис. 2. Карта товщини Стебницького покриву. Склад П. Лозиняк, 2002 р.

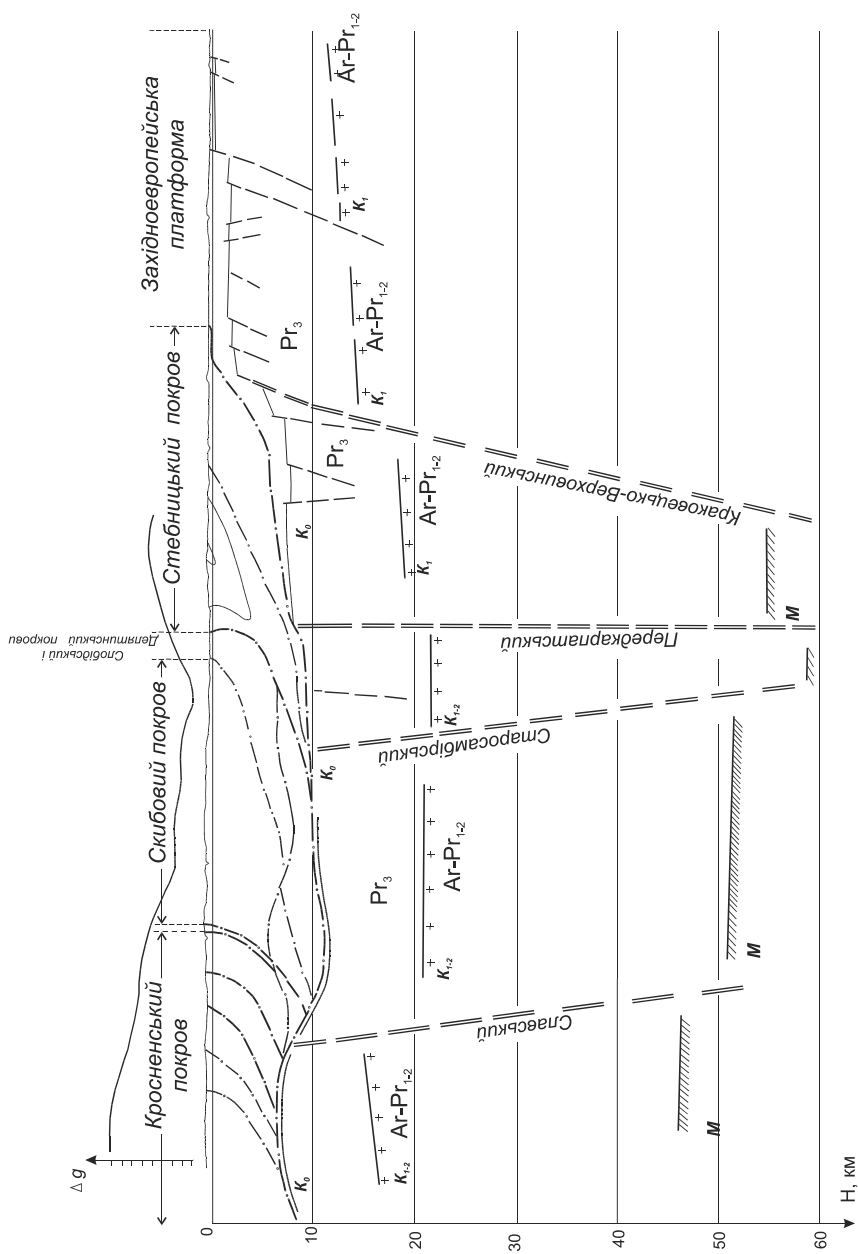


Рис. 3. Розріз по лінії Бігля-Бориня-Рудки. Склали Х. Заяць, П. Лозиняк, 2002 р.

У геологічній літературі ця частина платформи відома як Зовнішня, або Більче-Волицька зона Передкарпатського прогину. В її межах виділяються Крукеницька і Коломийська западини (рифтогени), розмежовані сходиноподібною структурою Косівсько-Угерської зони й Отинським горстом [9].

Крукеницька западина у Дрогобицькому перетині повністю перекрита алохтоном Карпат і далі на південний схід переходить у підкарпатську рифтогенну структуру. Остання встановлюється за даними геофізичних досліджень. Північною межею цього грабену вважають Краковецько-Верховинський, а південною — Славський розлом. В означеній ділянці спостерігається найбільш занурена поверхня Мохоровичича та максимальна для Карпат товщина коро-мантіїного шару (рис. 3).

Карпатські насувні маси флішевих і моласових утворень з їх фронтальною частиною — Стебницьким покровом — заповнили Підкарпатський рифтоген і зупинилися перед природною перепоною, якою були Косовсько-Угерська зона та Отинський горст.

ЛІТЕРАТУРА

1. *Петрашкевич М. Й., Лозиняк П. Ю.* Структурное районирование основания Закарпатского прогиба // Региональная геология УССР и направления поисков нефти и газа. Сборник научных трудов УкрНИГРИ. — Львов, 1988. — С. 72—79.
2. *Петрашкевич М. Й., Лозиняк П. Ю.* Характеристика крейдовых відкладів фундаменту Закарпатського прогину // Палеонт. зб. №28, 1991. — С. 74—80.
3. *Лозиняк П. Ю.* До вивчення геологічної будови Карпатської споруди. Геологія і геохімія горючих копалин. — Львів, 2001. — №4. — С. 64—70.
4. *Лещух Р. Й.* Каменопотокская свита. Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат. — К.: Наук. думка, 1988. — С. 70—74.
5. *Глушко В. В., Круглов С. С.* Главнейшие особенности тектоники и развития Украинских Карпат. — М., 1979. — С. 1—54.
6. *Бызова С. Л., Маслакова Н. И., Рудаков С. Г.* О складчатости и надвигах мелового возраста в Восточных Карпатах. Геотектоника. — М., 1983. — №2. — С. 71—77.
7. *Хаин В. Е., Безр М. А., Бызова С. Л., Ломизе М. Г.* Основные черты тектонической истории Карпат (в свете новых идей в учении о геосинклиналиях) // Вестник МГУ. Сер. геол. — 1977. — №3. — С. 3—20.
8. *Глушко В. В., Лозиняк П. Ю., Петрашкевич М. И.* Новые представления о строении и районировании Предкарпатского прогиба. Геология и геохимия горючих ископаемых. — Львов, 1982. — Вып. 58. — С. 19—31.
9. *Лозиняк П. Ю.* Нові погляди на будову Передкарпатського прогину. Геологія і геохімія горючих копалин. — Львів, 1996. — № 3—4 (96—97). — С. 80—90.

SUMMARY**Petro LOZYNIAK, Marian PETRASHKEVYCH****THE BASIS PRINCIPLES AND SCHEME OF TECTONIC DIVISION OF THE UKRAINIAN
CARPATHIANS**

Facial zonation of the Carpathians in the opinion of many researches is stipulated by the division on the early stages of their geosynclinal development on the separate troughs and uplifts.

As a basis of tectonic division of the region were taken lithologic-facial differences of Cretaceous deposits, while for the structures of lower order — Paleogene deposits.

On the basis of these features in the folded part of Ukrainian Carpathians are singled out (from the South to the North): Lesarnia, Pieniny, Rakhiv, Sukhiv, Magura, Shypot, Sub-Silesian and Skole nappes — overthrusts. In the molasses complex of the Carpathians foothill Sloboda and Stebnyk nappes are established, which we unite into one Drohobych overthrust. The latter with the overthrust of flysh formations are accumulated in the Precarpathian riftogene and stopped in the subsequent movement to the north-east by Kosiv-Ugerske zone and Otnia horst.