

# 1. ПІДГОТОВЧИЙ ЕТАП

Під час підготовчого етапу практики у формі семінарських занять, які проводять упродовж трьох-чотирьох днів, студенти ознайомлюються з загальною будовою континентального типу земної кори, з геологічною будовою Українських Карпат та Подільської плити, а також з методикою проведення маршрутів, описом відслонень і різних типів порід.

## 1.1. Загальна будова головних геоструктурних елементів земної кори континентального типу

Найголовнішими категоріями історико-тектонічних і структурно-морфологічних областей у межах континентів є *давні платформи* та *рухливі пояси* неогеою. Давні платформи мають двоярусну будову. Їхню основу складає доверхньопротерозойський метаморфічний кристалічний фундамент, на якому лежать (крім щитів) осадовий чохол неогеою. Рухомі пояси представлені складчастими зонами різного віку, які виникли на місці давніх геосинклінальних областей.

Перша категорія – давні платформи, або кратони – це обширні (мільйони і десятки мільйонів квадратних кілометрів) ділянки давньої континентальної кори, яка була сформована уже на кінець архею або на кінець раннього протерозою. Упродовж неогеою вони мали спокійний тектонічний режим розвитку. Це виявилось, перш за все, повільністю та слабкою диференційованістю вертикальних рухів (менше 1 см за тисячу років). Саме тому в той час тут утворювались відклади незначної потужності (як звичайно, не більше кількох кілометрів за увесь час платформного розвитку). У їхньому рельєфі зрідка виникають, але довго не зберігаються значні підняття та гірські області. Осади відкладаються переважно в мілководних морських басейнах і рідше в низинних наземних рівнинах та внутрішньоконтинентальних водоймах. Платформам властива низка характерних типів осадових формацій та пов'язаних з ними корисних копалин, склад та літологічні особливості яких відображають певні палеокліматичні умови, в яких відбувалося осадонагромадження.

У межах платформ виділяють тектонічні елементи з різною історією геологічного розвитку. Найважливіші серед них – це *щити*, тобто обширні площі виходу на поверхню або під кайнозойські утворення кристалічного фундаменту давньої платформи, їм

властивий постійний режим підняття упродовж платформного етапу розвитку.

З усіх сторін щити межують з *плитами*, які часто перевершують їх за площею. В їхніх межах упродовж платформного етапу переважали опускання, внаслідок чого тут виникли повніші і потужніші розрізи осадового чохла, особливо для окремих періодів або навіть кількох періодів.

Другою важливою категорією глобальних структур є *рухливі пояси* неогеою, серед яких виділяють окремі геосинклінальні прогини. Вони закладені в одних випадках на корі океанського типу, в інших – на континентальній корі. У Карпатах простежується змішаний тип кори: тут є як блоки давнього докембрійського та палеозойського фундаменту континентальної кори, так і офіолітові зони, які свідчать про наявність невеликих за розмірами ділянок з корою океанського типу.

Геосинклінальним областям у процесі їхнього розвитку були властиві високі відносні швидкості (градієнти) та масштаби тектонічних рухів, як вертикальних, так і горизонтальних, значна їхня диференціація по площі, лінійність та субпаралельність у розміщенні окремих тектонічних елементів. Глибокі опускання тут переважають, унаслідок чого формуються дуже значні товщі осадових та вулканогенних порід. Швидкості вертикальних рухів на 1,0–1,5 порядку вищі, ніж у межах давніх платформ. Простежується висока контрастність рухів, особливо впоперек простягання геосинклінальної області, нема повної компенсації занурень акумуляцією відкладів, а піднять – денудацією. З цим пов'язаний нерівний контрастний рельєф геосинклінальних областей з поєднанням витягнутих глибоко- та мілководних депресій, вузьких континентальних схилів, шельфів тощо, різка мінливість складу фацій та потужностей упоперек простягання тектонічних зон. Відповідно, геосинклінальним областям властиві деякі характерні типи осадових формацій, які відображають послідовність стадій геосинклінального процесу.

Наприкінці власне геосинклінального етапу розвитку всі окремі геосинклінальні прогини припинили опускання і надалі послідовно, як звичайно, упродовж кількох фаз складчастості зазнавали інтенсивного стиснення і деформації. Як наслідок, колишні геосинклінальні прогини перетворилися в морфологічно різноманітні, переважно лінійні складчасті форми різних порядків, ускладнені та розділені розривами, переважно підкидно-насувного, шар'яжного, а також зсувного типів. Пізніші складчасто-покровні системи почали поступово підійматися і

перетворюватися в епіконтинентальні гірські споруди. Таким чином відбулося перетворення глибоких прогинів у гірські системи. Цей процес називають *інверсією тектонічного режиму (орогенез)*.

Ще одним важливим структурним елементом, який формується на межі платформи та геосинкліналі, є *передгірські прогини*. Такі структури починають формуватися на завершальній стадії розвитку геосинкліналі, коли на загальному фоні підняття складчастої споруди починається прогинання прилеглих до неї ділянок платформи. З гірської споруди у великих кількостях у прогин зноситься уламковий матеріал, виповнюючи його моласовими утвореннями. Ця специфічна формація характерна для передгірських прогинів. Як звичайно, опускання швидко компенсується, а невеликі засолені басейни часто приводять до утворення соленосних товщ.

Найважливішими геологічними тілами в молодих альпійських геосинклінальних системах, до яких належать і Карпати, є флішові формації. *Формацією*, зокрема осадовою, ми називаємо природні комплекси парагенетично пов'язаних одні з одними порід або літологічних фацій, які утворились у близькій геотектонічній обстановці. Отже, формації – це поняття, покликане вирішувати найважливіші питання тектоніки і геології взагалі.

*Фліш* – це осадова теригенна геосинклінальна формація, осади якої відклалися в глибоководних прогинах і займають певне визначене місце в ряді геосинклінальних формацій. Ці відклади дуже характерні, їх легко виявити в розрізі. За М.Б.Васоєвичем “Фліш є відносно потужною серією морських осадових утворень з дуже характерним регулярним чергуванням не менше двох, а звичайно трьох і рідше чотирьох-п'яти основних літологічних відмін верств порід, до складу яких завжди входять, хоч би по одному, представники двох головних гранулометричних класів зернистих і незернистих порід незалежно від їх речовинного складу, утворюючи закономірні парагенетичні поєднання – прості ритми”. Залежно від літологічного складу представлених у фліші формацієутворювальних порід розрізняють різні типи флішу. Для Карпат характерний *теригенний фліш*, що складається з монотонного ритмічного чергування пісковиків, алевролітів і аргілітів. Та незважаючи на те, що фліш порівняно легко відрізнити від інших формацій, його генезис до цього часу серед геологів викликає великі суперечки. Серед різних гіпотез найбільшу увагу привертають *осциляційна гіпотеза і гіпотеза “каламутних потоків”*.

В основі осциляційної гіпотези флішоутворення є уявлення про дуже тісний зв'язок формування флішових осадів з напівперіодичними коливаннями земної кори, внаслідок чого виникає закономірне ритмічне перешарування порід. Увесь процес утворення флішу можна описати так: на загальному фоні інтенсивного прогинання флішового рову, тією чи іншою мірою компенсоване осадонагромадженням, дно басейну часто пульсує, що зумовлює літологічну мінливість осадів у розрізі і веде до утворення ритмічного перешарування товщ.

Автором гіпотези “каламутних потоків” (1958) був Ф. Кюнен. Він уважав, що осади, які нагромаджуються в літоральній та субліторальній зонах, за наявності хоча б невеликого нахилу морського дна ( $0,5-1,0^\circ$ ) внаслідок маси, або під впливом сейсмічних поштовхів сповзають і, перемішуючись з водою, утворюють грандіозні каламутні потоки. Вони поширюються на сотні кілометрів уздовж геосинклінальних трогів, охоплюючи абісальні і батальні глибини. З таких сумішей передусім випадають найгрубші теригенні осади, а потім добре відсортовані тонкозернисті. Кожне нове зародження каламутного потоку зумовлює утворення нового ритму з більш або менш чітко вираженою градаційною шаруватістю. Спостереження за сучасними каламутними потоками засвідчили, що вони можуть осаджувати теригенний матеріал, утворюючи порівняно витримані рівномірні верстви на відстані 200–300 км і більше, що відповідає звичайній довжині флішового рову.

*Моласові формації* є типовими для передгірських прогинів, у тому числі і для Передкарпатського. Ця назва закріпилась за піщано-глинистими утвореннями різного віку, які формуються на завершальній стадії розвитку геосинклінальної області внаслідок знесення уламкового матеріалу з гірських хребтів, що виникають на місці підняття центральної частини геосинкліналі. Моласові утворення мають звичайно великі потужності (тисячі метрів).

У Карпатах моласа сформувалася біля підніжжя високих хребтів, з яких бурхливі гірські ріки виносили великі кількості уламкового матеріалу. В складі (розрізі) моласи значну роль відіграють погано відсортовані конгломерати і гравеліти, які утворилися з грубоуламкових відкладів конусів винесення. І хоча потужності шарів конгломератів досить значні, проте вони не дуже змінюються за простяганням. Крім алювіальних і пролювіальних відкладів, у будові моласи беруть участь також прибережно-морські, дельтові, лагунні та озерно-болотні

утворення. За віком моласа Передкарпатського прогину належить до неогену.

Отже, під час практики є змога ознайомитися з найважливішими елементами кратону – платформою (перикратонний край Східноєвропейської платформи), Передкарпатським (передгірським) прогином, Закарпатським (внутрішнім) прогином і геосинклінальною областю Карпат.

Карпатська гірська споруда в цілому є частиною Альпійської (або Середземноморської) складчастої системи, яка розвинена в Південній Європі, Північній Африці і через Малу та Центральну Азію простежується аж до Гімалаїв і далі на південний схід.

З урахуванням того факту, що складчасті споруди утворюються внаслідок горотворних процесів у геосинкліналях, ми можемо говорити про два етапи геологічного розвитку Карпатської гірської споруди, а саме: геосинклінальний і орогенний. Отже, Альпійська (або Середземноморська) складчаста область розвинулась на основі Альпійської геосинклінальної області. Цю альпійську складчасту споруду з півдня обмежує Африкансько-Аравійська платформа, а з півночі – Східноєвропейська давня платформа та Західноєвропейська плита (молода платформа).

Карпатська гірська система є частиною північного відгалуження Альпійської складчастої споруди; до його складу, крім Карпат, належать Австрійські Альпи, Балканіди, Понтиди в Північній Туреччині та Ельбрус у Північному Ірані.

Західні Карпати починаються у Віденському басейні (на схід від умовної лінії Братислава–Відень), але про співвідношення їх з Альпами говорити щось конкретне поки що неможливо, тому що перехідні між ними ланки розташовані на великих глибинах під потужними товщами неогену. З цього питання у різних дослідників є декілька гіпотез. У структурі як Західних, так і Східних Карпат виділяють два головні елементи – Зовнішні (або Флішові) і Внутрішні Карпати, а також Передкарпатський передовий прогин, який є безпосереднім продовженням Передальпійського передового прогину й облямовує Карпатську гірську систему з північного, тобто зовнішнього боку.

Перший, геосинклінальний, етап розвитку Карпат розпочався наприкінці пізньоюрської епохи і вже на початку ранньої крейди тут зародилася флішова формація, розвиток якої закінчився в олігоцені. Саме фліш є основою Карпатської гірської споруди.

Завершився геосинклінальний етап складчастістю, перша фаза якої настала десь на межі палеогену і неогену (перша карпатська, або савська фаза<sup>1</sup>). Тобто з цього часу вже почався другий – орогенний етап розвитку, коли в процесі горизонтальних і вертикальних рухів земної кори на місці геосинклінали поступово почала підніматися Карпатська гірська споруда, зародилися Передкарпатський передовий і Закарпатський внутрішній прогини.

Друга, вже потужніша, фаза складчастості відбулася у післясарматський час, коли сформувалася близька до сучасної структура Карпат і прилеглих до них прогинів.

## 1.2. Українські Карпати

Карпати та їхнє передгір'я з давніх часів цікавили дослідників, у тому числі й геологів. Перші вірогідні відомості стосовно геологічного вивчення Карпат пов'язані з іменем Б. Гекета (1788–1795), а також відбиті на мапі Ст. Сташіца з 1806 р. “Геологічна карта території Польщі, Молдавії, Трансільванії та частини Угорщини і Валахії”. Мапа долучена до праці цього автора “Про походження Карпат та інших гір та рівнин Польщі”. Учений звернув увагу на соляні джерела та виливи нафтової ропи; є в нього й описи виходів різноманітних скельних порід і мінералів. У 1822 р. вийшла з друку праця Ф. Беданта “Подорож мінералогічна і геологічна по Угорщині у 1818 р”. На геологічній карті, що супроводить роботу, виділено карпатську формацію та моласу передгір'я; позначено також виходи залізної руди в Карпатах.

Згодом з'явилися праці Шіндлера з геології Карпат, Галичини та Волині. У 1830 р. учений виконав геологічне знімання в Карпатах, результати якого опублікував у 1834 р. На виконаній геологічній карті зазначені загальні напрями простягання шарів і складок. У 70-х роках ХІХ ст. видатний український геолог Юліан Медвецький, досліджуючи крейдові відклади з околиць с. Правківці поблизу Перемишля, довів, що вони тут представлені карпатською “геоциклінальною” фацією, на відміну від “львівської” платформенної, а також дав їх палеонтологічну характеристику. Це було одним з головних наукових

---

<sup>1</sup> Савська фаза (між хатом і пізнім бурдигалом – три підфази).

досягнень ученого. Багато уваги він приділяв вивченню соленосних формацій і міоценових відкладів Передкарпаття в цілому.

Професор Медвецький протягом 1879–1888 років тричі був обраний ректором Львівської політехніки і чотири рази (1877–1901) – деканом хіміко-технологічного факультету. У 1884–1904 роках він працював приват-доцентом Львівського університету, де вперше організував кафедру геології. А створений ним музей за рівнем експозиції став одним із найкращих у Європі.

У 1879 р. Пауль і Тітце в праці про карпатські пісковики склали й описали геологічний профіль уздовж долини Опору–Стрия, а також розріз околиць Борислава і Східниці. Використана ними стратиграфічна термінологія уже близька до сучасної. Два роки пізніше Ф. Крейтц і Р. Зубер в геологічному описі Мражниці і Східниці навели стратиграфію території практично в сучасному її розумінні, а також мапу, яка в цілому правильно, як на той час, відображала геологічну будову району.

Від початку інтенсивної промислової розробки нафтових родовищ Східниці, а потім і Борислава, збільшилася кількість наукових досліджень. У 1905 р. вийшов Геологічний атлас Галичини, де низку аркушів карт Карпат опрацювали такі відомі вчені, як Р.Зубер, В. Шайнога та Й. Грибовський. Це була перша праця, де йшлося про насуп Карпат на підгір'я. Підсумковою працею довоєнного періоду, що стосувалася як Українських Карпат, так і Карпат у цілому, стала монографія Р. Зубера “Фліш і нафта” (1918).

У Бориславі 1912 р. відкрито геологічну спостережну станцію, яка стала центром вивчення геології регіону. Перший її керівник Б. Кропачек залишив матеріали, що дали змогу у 1919 р. видати нову монографію про Борислав з геологічною картою масштабу 1:75 000, а також низку таблиць з розрізами. У праці вперше наведено геологічну характеристику Бориславської глибинної складки.

У 1919 р. Бориславську станцію реорганізовано і названо Карпатським геолого-нафтовим інститутом. Ним керував К. Толвінський, який опублікував низку важливих праць, що спирались на матеріали геологічного картування з використанням даних глибокого буріння.

У 1925–1927 роках вийшла у світ оглядова карта масштабу 1:200 000 Східних Карпат (Українські Карпати). У 30-х роках ХХ ст. опубліковані аркуші масштабу 1:100 000 на повній топографічній основі. На ній теж показані і різні четвертинні відклади, зокрема різновікові тераси.

Після Другої світової війни розпочався наступний етап вивчення геології Українських Карпат, які тоді називали Радянськими. У той час сформувалося дві групи дослідників, які з діаметрально протилежних позицій підходили до їхнього вивчення. Московська група (О. О. Богданов, В. І. Славін, М. В. Муратов та ін.) уважали Карпати простою системою пов'язаних між собою антикліноріїв і синкліноріїв, без великих насувів. Таке трактування ускладнювало пояснення структури деяких тектонічних одиниць і певною мірою затримувало вивчення стратиграфії та фауни, зокрема відкладів нижньої крейди. Інший напрям розвивали О. С. Вялов, М. Р. Ладиженський, Я. О. Кульчицький та їхні послідовники. Головним положенням тут був поділ Карпат на структурно-фаціальні одиниці, обмежені площинами великих насувів. По суті, ці вчені продовжували розвивати ідеї, висловлені на початку ХХ ст. М. Л. Люжоном і підхоплені австрійськими геологами М. Лімановським, В. Улігом та ін. В останні десятиріччя ХХ ст. теорія покривної будови Карпат стала загальноприйнятною.

Схематично геологічну будову Українських Карпат можна зобразити так: *Передкарпатський прогин, складчаста область Карпат, внутрішні Карпати і Закарпатський внутрішній прогин* (рис. 2, 3).

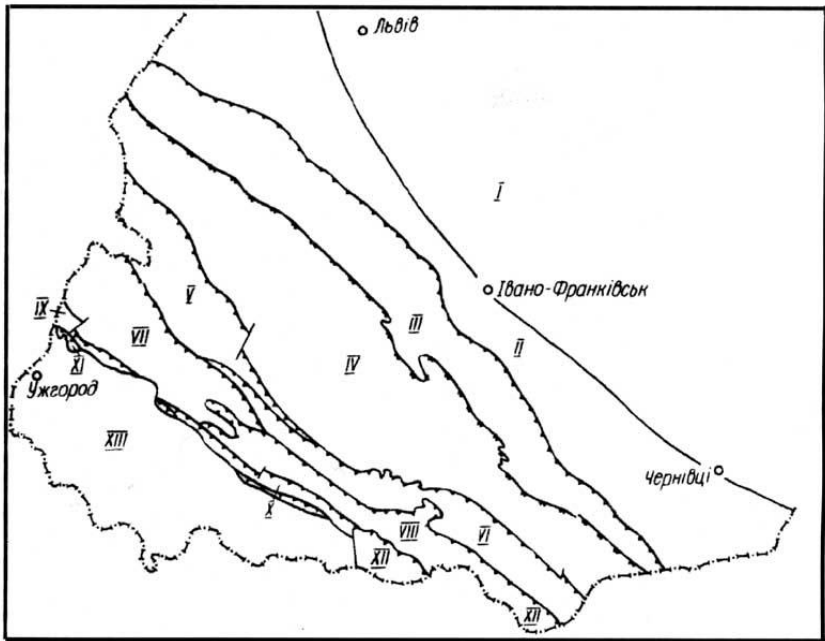
Закарпатський прогин розташований між Закарпатським та Припанонським глибинними розломами. За геоморфологічними ознаками (частково за геологічними) в ньому виділяють дві депресії – Солотвинську і Чоп-Мукачівську. У Солотвинській відомі такі цікаві структурні елементи, як соляні куполи з діпірами протикання або представлені брахіантіклиналями. Різко накладеним елементом є Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо, яке перекриває значні площі Закарпатського прогину і входить у межі Складчастих Карпат.

Так в загальних рисах виглядає схема тектоніки Українських Карпат та прилеглих прогинів.

Окремо треба виділити в Карпатах структурно-тектонічні поверхи. Тут простежують два головні комплекси – доальпійський та альпійський. Доальпійський за об'ємом охоплює байкальсько-герцинський цикл розвитку Пракарпат. Цей комплекс розвинутий у Зовнішній зоні Передкарпатського прогину, в межах Мармароського масиву і входить до складу фундаменту Закарпатського прогину.

Українські Карпати займають проміжне положення між Східними (Румунськими) і Західними (Польськими та Словацькими) Карпатами і разом з ними складають важливий елемент північного відгалуження





Умовні позначення:

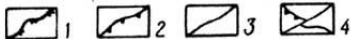


Рис. 2 Схема тектонічного районування регіону проведення практики.  
 1 – основний насув Карпат; 2 – границі між зонами; 3 – південно-західний край Східноєвропейської платформи; 4 – розривні порушення;

Структурно-фаціальні одиниці. I – Східноєвропейська платформа; II–XII – зони Українських Карпат: II – Зовнішня (Більче-Волицька) Передкарпатського передового прогину, III – Внутрішня (Бориславсько-Покутська) Передкарпатського передового прогину, IV – Скибова, V – Кросненська, VI – Черногорська, VII – Дуклянська, VIII – Рахівська, IX – Магурська, X – Мармароська, XI – Пенінська; XII – Мармароський кристалічний масив; XIII – Закарпатський прогин.

Альпійської складчастої системи. Від детальності фундаментальних досліджень українського сегмента Карпат значно залежить розуміння історії геологічного розвитку всієї Карпатської системи, а також Середземноморської палеозоогеографічної області.

У структурі Карпатської гірської споруди виділяють два головні елементи – Зовнішні (Флішові) і Внутрішні Карпати. На території

України є головні Зовнішні Карпати, а Внутрішні (Татро-Вепорида), що добре виражені далі на заході, тут уже занурені на великі глибини і їхнє південно-східне закінчення виявлене свердловинами лише у фундаменті Закарпатського прогину.

З півночі Карпати обмежені Передкарпатським передовим прогином, у структурі якого, як зазначено, чітко виділяють дві зони – Внутрішню (Бориславсько-Покутську) і Зовнішню (Більче-Волицьку), які різко відрізняються між собою історією геологічного розвитку, а отже, і формаційним наповненням. Внутрішня зона закладена на флішовій основі, зовнішня – на опущеному краю Східноєвропейської платформи (див. рис. 2).

У будові Флішових Карпат виділяють три основні структурно-тектонічні зони – Скибову, Черногірсько-Дуклянсько-Кросненську та Рахівську, а у Внутрішніх – Пенінську, Мармароську, Закарпатський прогин і Мармароський кристалічний масив.

Виникненню цих вузьких, витягнутих уздовж загальнокарпатського простягання структурно-тектонічних одиниць передувало розділення дна Карпатського геосинклінального моря на окремі, порівняно вузькі трогоподібні басейни такої ж орієнтації. Ці басейни мали різні тектонічні режими і палеогеографічні умови, завдяки чому однакові відклади тут фаціально (тією чи іншою мірою) відрізняються і містять різну палеобіоту.

Окремо треба виділити в Карпатах структурно-тектонічні поверхи. Тут простежуються два головні комплекси – доальпійський та альпійський. Доальпійський за об'ємом охоплює байкальсько-герцинський цикл розвитку Пракарпат. Цей комплекс розвинутий в Зовнішній зоні Передкарпатського прогину, в межах Мармароського масиву і входить до складу фундаменту Закарпатського прогину.

Альпійський комплекс у різних районах має суттєві відмінності, але в цілому в ньому виділяють нижній, середній і верхній структурні поверхи, хоча вікові границі в різних ділянках території часто не співпадають між собою. Нижній структурний поверх включає переважно тріас-юрські й інколи крейдові утворення. За характером розвитку він відповідає переважно квазіплатформному етапові розвитку. Середній (за виключенням Закарпатського прогину, Мармароського і Пенінського поясів) – це крейдовий і палеогеновий фліш, який відбиває геосинклінальний етап розвитку регіону.

Верхній поверх складений моласовою формацією прогинів, яка відсутня в гірській частині Карпат.

### 1.2.1. Передкарпатський прогин

З північного сходу Зовнішні (Флішові) Карпати відокремлені від форланду платформи Передкарпатським передовим прогином. Його північно-східною межею є волино-подільський край Східноєвропейської платформи, а південно-західною – насув Скибової зони.

Передкарпатський прогин, як зазначено вище, поділяють на дві зони – Зовнішню та Внутрішню. Зовнішня має платформну будову і складена лише верхніми моласами (нижній баденій–нижній сармат). У піщаних товщах верхніх молас розкрита низка газових родовищ. Одне з них – Угерське – розташоване на 61 км шосе Львів–Стрий (перед Стриєм). Східніше від Угерська розміщене старе Дашавське газове родовище, відкрите ще у 1912 р., але експлуатувати його почали з 1924 р.

На західній околиці м. Стрия 1952 р. пробурено Стрийську опорну свердловину глибиною 3003 м, яка підтвердила наявність великого Стебницького насуву Внутрішньої зони на Зовнішню. Нахил зміщувача насуву не перевищує 15°, а амплітуда переміщення – 25 км. Свердловиною розкриті: 25–2156 м – стебницька світа та породи баденію, 2156–2402 м – органогенні вапняки крейди, 2402–2996 м – пелітоморфні вапняки юри (байос–титон), 2996–3003 м – палеозой.

У цілому Передкарпатський крайовий прогин почав формуватися після загального підняття Карпат наприкінці палеогену. Ця досить широка, однак до південного сходу значно звужена смуга є зоною тривалого та глибокого прогинання області, розташованої між Карпатами та Східноєвропейською платформою. Прогин виповнений значною товщею молас, фаціальний склад яких досить мінливий. Серед нижніх молас тут виділяють воротищенську, стебницьку та галицьку серії (аквітан?–бурдигал, гельвет). Дуже мінливими є відклади воротищенської серії, яка в літологічному розрізі представлена переважно соленосними глинами. На південному сході вона частково заміщена слобідськими конгломератами, над якими залягають піщано-глинисті добротівські верстви.

Розвиток Зовнішньої зони Передкарпатського прогину під час нагромадження нижніх молас ще відбувався разом з платформою. Занурення – формування цієї зони – почалося значно пізніше, ніж Внутрішньої (з раннього баденію). Тому вона складена лише верхніми моласами. Флішових товщ крейди та палеогену тут нема. Зона розвивалася на платформному складчастому палеозойському

фундаменті. Для цієї зони, на відміну від внутрішньої, характерна наявність пологих куполоподібних складок, розбитих скидами.

Внутрішня зона розвивалася на складчастій флішовій основі, її формування почалося разом з підняттям Карпат. Вона складена повним комплексом нижніх та верхніх молас. Для неї характерна наявність складних лінійних складок з насувами на північних крилах. Південна частина Внутрішньої зони прогину перекрита насунутими на неї флішовими товщами Складчастих Карпат. Визначені амплітуди насувів становлять від 12 до 25 км.

З моласовими відкладами Передкарпатського прогину пов'язана низка родовищ корисних копалин. У Внутрішній зоні відомі родовища кам'яної та калійної солей (Калуш, Стебник), а також озокериту (Борислав, Дзвіняч, Старуня). У флішових товщах, які складають фундамент цієї зони, є нафта. До основних родовищ належать Бориславське, Долинське та ін. З ними пов'язані знамениті трускавецькі та моршинські мінеральні води.

У Зовнішній зоні відомі газові родовища, проте більшість з них сьогодні вичерпали свої запаси. Приурочені вони до піщано-глинистих товщ сармату та верхнього баденію, а також до піщаних (журавненських) відкладів крейди та рифогенних утворень верхньої юри.

Нафтові родовища розташовані вздовж південно-західного крила Внутрішньої зони Передкарпатського прогину і під насувом Скибової зони Карпат. Низка родовищ є також і у південно-східній частині прогину.

Нафтові поклади пов'язані з відкладами нижнього міоцену (нижня воротищенська світа, Борислав, Долина), палеоцену та крейди. Головні, найпотужніші продуктивні горизонти приурочені до палеоцену (ямненські пісковики Борислава) й олігоцену (менлітова серія, Долина).

У межах Передкарпатського передового прогину, як зазначено вище, виділяють дві великі структурно-тектонічні одиниці – Зовнішню і Внутрішню зони. Однак окремі автори на підставі специфіки будови фундаменту (а саме за наявністю або відсутністю в його структурі крейдово-палеоценового флішу) запропонували виділити на території Передкарпатського передового прогину три зони: Зовнішню (Більче-Волицьку), Бориславсько-Покутську (зона глибинних складок) і Самбірську (Стебницький синклінорій). Основою для виділення Самбірської зони послугувало уявлення про

відсутність в її основі крейдових і палеогенових флішових утворень. Ми, як і переважна більшість дослідників, дотримуємося класичної думки про те, що зі структурно-тектонічного погляду тут чітко виділяється лише дві зони – Зовнішня і Внутрішня. Такий поділ прогину є загальноприйнятим і характерним для розмежування передових прогинів інших регіонів. Звичайно, у межах цих двох великих тектонічних одиниць можна виділити (і багато дослідників їх виділяють) підрозділи нижчого рангу.

**Зовнішня (Більче-Волицька) зона.** Зовнішня зона Передкарпатського передового прогину розвивалася на опущеному краю платформи, складеної відкладами рифею, палеозою (кембрій-девон), мезозою (юра-крейда) і перекритою потужною товщею головно верхніх молас. Будова зони блокова, тому, східчасто опускаючись, вона заходить далеко під Карпати. Варто зазначити, що подібно до того, як Флішові Карпати насунуті на Внутрішню зону, так і Внутрішня зона насунута на Зовнішню. Амплітуди цих насувів різні, за матеріалами глибокого буріння у середньому досягають 20–25 км.

У будові Зовнішньої зони беруть участь породи протерозою (рифей), палеозою, мезозою і кайнозою. Рифей-палеозойські утворення складають фундамент прогину, а мезозойсько-кайнозойські – осадовий чохол.

*Рифей* представлений червоними, бурими, сірими і зеленкуватосірими філітами та хлорито-серицитовими сланцями з прошарками кременистих слабометаморфізованих аргілітів, кварцитів, окварцованих алевролітів і дрібнозернистих пісковиків. Найбільша їхня товщина – 150 м – розкрита у північно-західній частині прогину св. Ходновичі-29.

*Палеозой* представлений кембрієм, ордовиком, силуром і девоном.

*Кембрій* – це утворення нижнього і середнього відділів. У його розрізі виділяють товщу пісковиків і алевролітів, перешарованих чорними і темно-сірими невапнистими аргілітами. Максимальна потужність – понад 1200 м – пройдена св. Держів-1.

*Ордовик* розкритий багатьма свердловинами і представлений двома фаціями, а саме: на півдні зони – темно-сірі і чорні, щільні грубозернисті моховаткові вапняки з сірими, середньозернистими щільними кварцовими пісковиками в основі, а у північній частині 150-метрова пачка сіро-зелених граптолітових аргілітів.

*Силур* представлений понад 1000-метровою товщею, у низах якої є слабовапнисті слюдисті аргіліти і мергелі з прошарками алевролітів і

пісковиків. Уверх за розрізом вміст карбонату в аргілітах поступово збільшується. Палеонтологічно відклади силуру схарактеризовані граптолітами і брахіоподами.

*Девон* представлений утвореннями континентального походження – аргілітами, алевролітами і пісковиками, найбільша товщина яких – 270 м – розкрита свердловиною в районі Заболотова.

Відклади карбону, пермі та тріасу в межах Зовнішньої зони у корінному заляганні невідомі. Тут вони трапляються лише у перевідкладеному стані у вигляді різнорозмірних брил і гальок у значно молодших флішових відкладах Карпат або ж у неогенових моласах.

*Мезозой* у Зовнішній зоні Передкарпатського прогину представлений юрськими та крейдовими утвореннями, які розвинені тут у платформних формаціях, а саме: трансгресивна базальна лагунно-континентальна (нижня юра), теригенна прибережно-морська (середня юра) і трансгресивно-регресивна карбонатна (верхня юра, крейда).

*Юрські* відклади незгідно залягають на дислокованих протерозой-палеозойських утвореннях і також із стратиграфічною перервою, перекриті крейдовими чи неогеновими породами.

*Нижня юра* (лейас) у Зовнішній зоні Передкарпатського передового прогину через слабке палеонтологічне обґрунтування виділена умовно. Відклади, що зачислені деякими дослідниками до лейасу, представлені утвореннями озерно-естуарієвого генезису – сірими і ясно-сірими пісковиками, алевролітами з прошарками та лінзочками вугілля. Ці утворення виділяють у мединицьку світу. Їхня товщина 200–500 м. Ранньоюрський вік світи палеонтологічно схарактеризований слабо, лише спорово-пилковими рештками, діапазон стратиграфічного поширення яких дуже великий і не може бути надійним обґрунтуванням.

*Середня юра* (догер) представлена коханівською та яворівською світами. Коханівська світа складена морськими сірими і темно-сірими аргілітами, алевролітами і пісковиками. Її товщина 500–600 м. Схарактеризована комплексом молюсків, серед яких *Posidonia buchi* R o e m., *Astarte pula* R o e m., *Melegrinella doneziana* (B o r i s s.) та інші, а також форамініферами, спорами і пилком, які свідчать про її байобатський вік.

*Яворівська світа* складена кварц-глауконітовими пісковиками, алевролітами, гравелітами, доломітами з залістистими оолітами. Зі стратиграфічною перервою вона лежить на коханівській світі. Її поширення обмежене північно-західною частиною Передкарпатського

прогину. Товщина світи досягає 80 м. Схарактеризована амонітами *Macrocephalites* sp., *Kepplerites* sp., *Kosmoceras* sp., а також рештками рослин, що свідчать про належність її до келовейського ярусу.

*Верхня юра* (мальм). Відклади мальму в межах Передкарпатського прогину відрізняються значною фаціальною мінливістю та збільшенням їхньої товщини з північного сходу на південний захід, тобто від Східноєвропейської платформи в бік прогину. Тут простежуються поступові переходи морських карбонатних відкладів у лагунно-морські та лагунно-континентальні (рава-руська світа) на схід, а до заходу – в органогенно-уламкові фації. У розрізі верхньої юри наявний палеориф товщиною понад 50 м, що контрольований Краковецьким розломом і тягнеться далі на північний захід за межі України. Він складений рештками коралів, голкошкірих, моховаток, молюсків, брахіопод. Ці утворення є нафтогазоносними. У верхньоярському розрізі виділяють рудківську, рава-руську та нижнівську світи.

*Рудківська світа* у низах розрізу складена органогенними вапняками, мергелями і доломітами, а верхи її представлені строкатоколірними глинами. Товщина світи сягає до 150 м. Схарактеризована форамініферами, що свідчать про її належність до оксфордського ярусу.

*Рава-Руська світа* складена вапняками, мергелями, доломітами, ангідритами, товщиною до 300-350 м. На підставі вивчення решток палеоорганізмів (переважно двостулкових молюсків) її зачислено до кімериджського ярусу.

*Нижнівська світа* представлена ясно-сірими до білих з кремевим відтінком органогенно-детритовими вапняками. Її товщина до 350 м. Схарактеризована численними гастроподами і форамініферами, які свідчать про її належність до титонського ярусу. Розвинена на опущеному краї Східноєвропейської платформи. Її відслонення відомі в районі сіл Нижнів, Буківна та інших на Дністрі.

*Опарська світа* складена органогенно-уламковими і рифогенними вапняками. Вона є віковим аналогом нижнівської світи. Вапняки опарської світи, як палеориф, простежуються вздовж Краковецького глибинного розлому від с. Коханівки на північному заході через Судову Вишню і далі аж до с. Грушева на південному сході. З цим палеорифом пов'язані промислові скупчення нафти і газу.

*Крейдова система* у Зовнішній зоні Передкарпатського передового прогину представлена нижнім і верхнім відділами, що складені

типovими платформними утвореннями, які мають безпосередній генетичний зв'язок з відкладами, відомими на волино-подільському краю Східноєвропейської платформи.

*Нижня крейда* незгідно залягає на юрських відкладах і представлена теригенно-карбонатними утвореннями, що розкриті багатьма свердловинами у різних місцях Зовнішньої зони. Її товщина – 50–80 м. Вона схарактеризована форамініферами, тинтинідами, окремими молюсками.

*Розріз верхньої крейди* починається базальним горизонтом грубозернистих і гравелітистих кварц-глауконітових пісковиків з включеннями гальок темно-сірих і чорних кременів, зрідка фосфоритів, а також ядер та уламків черепашок представників різних груп макрофауни. Ці утворення нагромадилися внаслідок потужної трансгресії, яка розпочалася в цьому регіоні наприкінці альбського віку й охопила не лише Зовнішню зону, а й велику частину південно-західного краю Східноєвропейської платформи. Базальний горизонт незгідно, зі стратиграфічною перервою, залягає або на давніших утвореннях нижньої крейди, або ж на породах верхньої юри, чи палеозою. До верху за розрізом базальні верстви переходять у сірі і жовтувато-сірі іноцерамові вапняки або глауконітовмісні пісковики. Товщина цих утворень – від 10 до 35 м. За рештками фауни ці утворення зачисляють до верхів альбу–сеноману.

*Туронський ярус* представлений товщею білих, ясно-сірих і сірих органогенних та пелітоморфних вапняків і мергелів, що вміщують кремені. Зрідка у розрізі трапляються прошарки глин, дрібнозернистих пісковиків і алевролітів. Товщина цих утворень змінюється від 100 до 250 м. Цей комплекс порід схарактеризований рештками макро- і мікроорганізмів.

Відклади *коньякського, сантонського, кампанського і маастрихтського* ярусів літологічно досить подібні між собою і представлені пісковиками, алевролітами, вапнистими аргілітами, мергелями і піскуватими вапняками. Їхня максимальна товщина – близько 600 м (св. Угерсько-7). Схарактеризовані вони макро- і мікропалеонтологічними рештками.

*Неоген.* Відклади неогену в Зовнішній зоні незгідно лежать на верхньокрейдових або ще давніших відкладах і представлені верхніми моласами – середнім міоценом (баденієм) і верхнім міоценом (сарматом).



*Середній міоцен (баденій)* об'єднує богородчанську, тираську і косівську світи баденію.

*Богородчанська світа* незгідно залягає на різновікових утвореннях Зовнішньої зони і складена сірими, ясно-сірими й зеленкуватими мергелистими глинами та мергелями з прошарками пісковиків, туфів і туфітів, а на північному сході прогину у верхах розрізу часто наявні ще літотамнієві вапняки. Товщина світи – 50–100 м. Схарактеризована вона комплексами форамініфер, серед яких найхарактернішими внизу розрізу є *Candorbulina universe*, у верхах – *Uvigerina asperula*, а також численними молюсками, серед яких переважають пектиніди *Pecten denudatum* R e u s s, *P. besseri* A n d r., *Ammusium cristatum* B r o n n та ін. Вік світи – ранній баденій.

*Тираська (цинсоангідритова) світа* трансресивно перекриває підстильні відклади. Вона складена ангідритами і гіпсами з тоненькими прошарками глин. На південному сході Зовнішньої зони гіпси та ангідрити фаціально заміщені пластами калійної солі. Потужність світи переважно 6–10 м, місцями дещо більша. Ці утворення – добре витриманий за простяганням регіональний маркуючий горизонт. Схарактеризована світа форамініферами, які свідчать про її середньобаденський вік.

*Косівська світа* складена перешарованими темно-сірими глинами, алевролітами, пісковиками і мергелями. В низах розрізу наявні прошарки туфів і туфітів. Товщина світи змінюється від 100 до 1900 м. Вона схарактеризована форамініферами і радіоляріями, які свідчать про пізньобаденський вік її формування.

*Верхній міоцен* у Зовнішній зоні представлений дашавською світою. Це потужна монотонна товща сірих вапнистих слюдистих глин, алевролітів і пісковиків з прошарками туфів і туфітів. Її товщина змінюється від 0 до 3200 м. Схарактеризована світа форамініферами, серед яких найтиповішими є *Cibicides badeninsis* для низів світи і *Quinqueloculina reussi* для її верхів. У ній знайдені також численні молюски, які засвідчують ранньосарматський вік дашавської світи.

**Внутрішня (Бориславсько-Покутська) зона.** Представлена зона кількома поверхами складок, які залягають на різних глибинах і відрізняються амплітудами насувів. Безсумнівним є те, що в пізньокрейдову епоху і палеогеновий період у геологічному розвитку Карпатської геосинклінали і Внутрішньої зони був безпосередній або дуже тісний зв'язок. Швидше за все територія цієї зони в той час

становила крайову частину геосинкліналі, тобто ця структурно-фаціальна одиниця була закладена на флішовій основі.

Зона утворена геосинклінальними товщами різноритмічного флішу стрийської світи (верхня крейда), масивними яменськими пісковиками (палеоцен), а також манявською, вигодською і бистрицькою світами еоцену та менілітовими утвореннями олігоцену, що узгоджено їх нарошують. Згадані відклади перекриті потужною товщею орогенної формації – нижніми і верхніми моласами. Тут перелічені світи крейдової і палеогенової флішової геосинклінальної формації цієї структурно-тектонічної одиниці ми не описуємо з тих міркувань, що всі ці стратиграфічні підрозділи також складають Скибову зону Зовнішніх Карпат і наведені в її характеристики.

У Внутрішній зоні неогенові відклади представлені потужною товщею молас, які розділяють на нижні і верхні. Нижні трапляються лише у Внутрішній зоні, а верхні розвинені як у Внутрішній, так і в Зовнішній. Нижче описано лише нижньомоласовий комплекс, характерний саме для Внутрішньої зони, а верхньомоласовий, характерний як для Внутрішньої, так і для Зовнішньої зон, описаний вище.

У Внутрішній зоні нижньомоласовий комплекс представлений воротиченською, стебницькою та балицькою світами.

*Воротиченську світу* (верхній егерій-егенбургій) розділяють на три підсвіти.

*Нижньоворотиченська підсвіта* складена сірими вапнистими глинами, що перешаровані скісношаруватими слюдистими пісковиками і лінзами та шарами кам'яної і калійної солей. Її товщина 800 м. Схарактеризована комплексами форамініфер, які свідчать про те, що вона формувалася упродовж пізнього егерію та егенбургію.

*Нижньоворотиченська підсвіта* – це потужна (до 2000 м) товща конгломератів, різнозернистих пісковиків з прошарками глин. На південному сході ці утворення відомі під назвою слобідських конгломератів, складених обкатаними уламками порід некарпатського походження. Схарактеризована форамініферами, які свідчать про її ранньоегенбурзький вік.

*Верхньоворотиченська підсвіта* представлена двома фаціями. На північному заході вона складена темно-сірими невапнистими, дуже засолоненими і загіпсованими глинами з прошарками пісковиків і лінзами та пластами кам'яної і калійної солей, а на південному сході – тонкоперешарованими темно-сірими і сірими слабовапнистими

аргілітами, глинами, пісковиками й алевролітами. В центральній частині прогину обидві товщі фаціально заміщуються. Товщина підсвіти – 700 м. За окремими форамініферами вік нагромадження верхньоворотисенської підсвіти – пізній егенбургій.

*Стебницька світа* представлена бурими і червоними вапнистими глинами й аргілітами з малопотужними прошарками сіро-зелених алевролітів і дрібнозернистих пісковиків, з рідкісними прошарками або лінзами туфів, гіпсів, ангідритів, кам'яної та калійної солі. В бік північного заходу збільшується кількість піщаної фракції, з'являються шари гравелітів і конгломератів, сумарна товщина яких у розрізі становить понад 50 м. Загальна товщина світи коливається від 500 до 1000 м. Схарактеризована вона палеофауністичним комплексом, у складі якого – форамініфери, гастроподи, харові водорості та радіолярії, що свідчить про її формування упродовж оттангію.

*Балицька світа* складена зеленкувато- і блакитнувато-сірими, дуже вапнистими піскуватими глинами з прошарками сірих і зеленкувато-чорних пісковиків і алевролітів, рідше – гравелітів. Завершується розріз балицької світи добромільськими (район с. Стара Сіль) і радицькими (г. Радичі) конгломератами, що складені переважно гальками верхньокрейдового і палеогенового флішу, кварцитів, мергелів. Потужність світи – від 100 до 1500 м, а її вік – карпатій.

### **1.2.2. Зовнішні (Флішові) Карпати**

Скибова зона – перша зовнішня одиниця Флішових Карпат, яка розміщена на стику Карпатської гірської споруди і південно-західного краю Східноєвропейської платформи. На території Українських Карпат ця тектонічна одиниця смугою (місцями шириною до 40 км) простежується від кордону з Румунією на південному сході до кордону з Польщею на північному заході і далі безперервно простягається у Західних Карпатах до басейну Віслока, а в Східних Карпатах (Румунія) – до р. Бистриця. Вона є плоским покривом з амплітудою близько 30 км, насунутим у північно-східному напрямі на Внутрішню, а місцями аж на Зовнішню зони Передкарпатського прогину і перекритим з південного заходу насувами Кросненської і Черногірської зон.

У межах Скибової зони найдавнішими відкладами є нижньокрейдові, представлені спаською світою. Вони відомі лише в її північно-західній частині, де в передових частинах скиб і найвище

піднятих місцях антиклінальних складок відслонюються у вигляді вузьких смуг і окремих невеликих виходів.

Найповніші розрізи світи виходять на денну поверхню по Дністру і його притоках, у районі сіл Спас, Тершів і Бусовисько (південніше м. Старий Самбір і Самбір), а також в околицях м. Добромила. Вони виявлені надглибокими свердловинами Луґи-1 (інт. 5452–5654 м); Шевченкове-1, спочатку в Орівській скибі (інт. 5320–6240 м) і нижче, під насувом Берегової скиби (інт. 6940–520 м) та у св. Мізунь-1 (інт. 4688–5330 м).

Спаська світа розділена на дві підсвіти.

*Нижньоспаська підсвіта* (барем–апт) складена чорними і темно-сірими аргілітами, розсланцьованими глинами з прошарками алевролітів та скременілих пісковиків. У низах розрізу – прошарки та лінзочки сидеритів, у верхах – пісковики та лінзочки вапняків. У цій підсвіті виявлені амоніти *Barremites strettostoma* (U h l i g), *Silesites seranonis* (O r b i g n y), *Procheloniceras albrechtiaustriae* (H o h e n.), белемніт *Hibolites cf. subfusiformis* (R a s p a i l), двостулкові молюски *Nucula gaultina* G a r d n., *N. impressa* S o w e r b y, *Leda scapha* (O r b i g n y), *L. mariae* (O r b i g n y), форамініфери *Rhabdamina indivisa* B r a d y, *Bathysiphon grzybowski* (D y l a ž.), *Hedbergella aptica* (A g a l.), а також рослинні рештки – у низах розрізу схизейних *Ligodium sporites subsimplex* B o l k h., *Maculatisporites asper* B o l k h., а у верхніх глейхенієві *Gleicheniidites umbonatus* B o l k h., *G. carinatus* B o l k h. Наведені вище фауністичні та флористичні рештки свідчать про барем–аптський вік нижньоспаської підсвіти.

*Верхньоспаська підсвіта* узгоджено нарошує нижньоспаську. Її нижня частина складена масивними сірими середньозернистими пісковиками з прошарками аргілітів, а верхня – тонкоритмічним перешаровуванням чорних аргілітів і сірих алевролітів. Розріз світи завершують чорні кременісті аргіліти, силіцити та скременілі пісковики. Палеонтологічно верхньоспаська підсвіта схарактеризована белемнітами *Neohibolites minimus* L i s t., *N. ultimus* (O r b.), форамініферами *Hyperammina gaultina* D a m., *Saccamina placenta* (G r ž y b.), *Plectorecurvoides alternans* N o t h. і бідним комплексом радіолярій серед яких *Dicolocapsa portisi* N e v., *Conosphaera sphaeroconus* R ü s t. тощо. Це свідчать про альбський вік нагромадження відкладів, що їх вміщують.

*Головнинська світа.* Над спаською світою згідно залягає головнинська світа. В низах розрізу вона складена прошарками (товщиною

від 1 до 10 см) ясно- до темно-сірих скременілих фукоїдних вапняків і мергелів з прошарками зеленкувато-сірих і зелених, інколи сірих до темно-сірих вапнистих аргілітів і алевролітів (товщиною 5–10 см); у верхній частині розрізу простежуються тонесенькі прошарки дрібнозернистих пісковиків. Середина розрізу складена переважно глинистими утвореннями. В її нижній частині переважають чорні і темно-сірі, з нальотами ярозиту аргіліти, які перешаровані з тоненькими (від 1 до 3 см) шарами зеленкувато-сірих невапнистих аргілітів і скременілих алевролітів, укритих гідроксидами заліза. Вище розріз складений строкатоколірними слабовапнистими аргілітами з прошарками скременілих зеленкувато-сірих і бурих з жовтуватим відтінком алевролітів. Тут же наявні червонувато-бурі невапнисті аргіліти. Верхня пачка описуваної світи представлена сірими і зеленкувато-сірими скременілими фукоїдними вапняками і мергелями з малопотужними прошарками зелених, зеленкувато-сірих і сірих слабовапнистих аргілітів та сірих алевролітів. Її товщина 130–150 м. За віком вона охоплює сеноман–нижній баденій.

*Стрийська світа* згідно нарощує розріз головнинської, її поділяють на три підсвіти – нижньо-, середньо- і верхньострийську.

*Нижньострийська підсвіта* (у басейні Дністра, Вирви, Пруту) складена тонкоритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів, аргілітів і мергелів, у яких зрідка трапляються дещо товстіші (до 1 м) шари пісковиків. У басейні рік Стрий і Опір ця підсвіта складена середньо- і груборитмічним глинисто-піщаним флішем, у якому бувають прошарки кременистих мергелів. Ці мергелі є критерієм для виділення нижньострийської підсвіти – за їхнім зникненням у розрізі проводять верхню межу підсвіти.

*Середньострийська підсвіта* у нижній частині складена груборитмічним чергуванням пісковиків, алевролітів і аргілітів з суттєвою перевагою пісковиків, а верхня частина розрізу представлена середньоритмічним піщано-глинистим флішем.

*Верхньострийська підсвіта* переважно представлена тонкоритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів і аргілітів.

Загальна товщина стрийської світи сягає 1200 м. Виявлені в ній рештки двостулкових моллюсків *Inoceramus cf. salisburgensis* F u g g. et K o s t n. і *Ostrea carinata* L a m., численні форамініфери та вапняний нанопланктон дають підстави зачислити стрийську світу до верхньотуронського, коньякського, сантонського, кампанського, маастрихтського ярусів крейди, а також датського ярусу палеогену.

*Ямненська світа* згідно нарощує стрийську і складена масивними, грубошаруватими ясно- і жовтяво-сірими пісковиками з прошарками та лінзами гравелітів і зеленкувато-сірих аргілітів. В основі світи залягають строкатоколірні аргіліти, перешаровані пісковиками й алевролітами, які виділяють у самостійний яремчанський горизонт. Максимальна товщина ямненської світи – 350–400 м (район Яремча). Схарактеризована вона нумулітами *Nummulites solitarius* Н а г р е, форамініферами *Hyperammia nova* М j а t l., *Nodellum rhumbleri* (F r a n k e), *Gloligerina triloculinoides* Р l u m. та іншими, а також вапняним нанопланктоном, що дає змогу говорити про її палеоценовий вік. Поширена як у Скибовій зоні, так і у Внутрішній зоні Передкарпатського передового прогину.

*Манявська світа* узгоджено нарощує розріз попередньої світи і складена тонкоритмічним флішем – чергуванням аргілітів, алевролітів і пісковиків. Порооди зелені й зеленкувато-сірі, невапнисті, місцями скрем'янілі. В основі світи є строкатоколірний над'ямненський горизонт, складений тонкоперешарованими вишнево-червоними і зеленими аргілітами та сірими пісковиками, алевролітами. Світа схарактеризована нумулітами *Nummulites bolcensis* М.-С h., *N. planulatus* L a m., *N. globulus* L e y m. тощо і форамініферами *Globorotalia subbotinae* М j а t l. і *Glomospira charoides* (P a r k. et J o n.) та ін.

*Вигодська світа* складена переважно ясно-сірими, сірими, середньо- і грубозернистими, масивними пісковиками, окремі шари яких мають товщину до 10 м. Ці шари пісковиків розділені тоненькими прошарками аргілітів і пачками, складеними з пісковиків, що перешаровані темно-сірими і зеленкуватими аргілітами. В низах та у верхах розрізу світи часто наявні конгломерати, складені уламками екзотичних, не властивих для регіону порід. За простяганням (на південному сході) пісковики фаціально переходять у масивні вапнисті пісковики, що перешаровані алевролітами, аргілітами, мергелями і піскуватими вапняками, а на північному заході її заміщують аргіліти. Світа схарактеризована комплексом нумулітів (*Nummulites globulus* L e y m., *N. planulatus* (L a m.), *Discocyclus archiaci* (S c h l u m b.) та іншими і дрібними форамініферами *Hyperammia intermedia* М j а t l., *Reophax splendidus* (G r z u b.) тощо. Вік світи середній–пізній еоцен. Товщина – до 300 м.

*Бистрицька світа* згідно залягає на вигодській і так же перекрита менілітовою товщею.

У Скибовій зоні бистрицька світа представлена двома фаціями. На південному сході саме у бистрицькій – це тонкоритмічно перешаровані зелені і зеленкувато-сірі невапнисті аргіліти й сірі алевроліти та дрібнозернисті пісковики, в основі яких залягає 15–40-метровий строкатоколірний горизонт (вишнево-червоні та сіро-зелені аргіліти з рідкісними прошарками зеленкувато-сірих пісковиків). На північному заході одновікові відклади представлені попельською фацією – нечіткошаруваті сірі, темно-сірі, дуже вапнисті аргіліти, що поступово переходять у піскуваті мергелі та мергелісті пісковики. Розріз бистрицької світи завершується регіонально витриманим шешорським горизонтом – сірими мергелями, алевролітами і пісковиками. Його товщина 20–30 м, а усієї світи – 200 м. Бистрицька світа схарактеризована окремими знахідками нумулітів, форамініферами та вапнистим нанопланктоном, які свідчать про її пізньоеоценовий вік.

*Менілітова світа* узгоджено нарощує розріз бистрицької. В її об'ємі чітко виділяють три підсвіти.

*Нижньоменілітова підсвіта* – це чорні невапнисті аргіліти з тонкими прошарками дрібно- й середньозернистих пісковиків і алевролітів. В основі менілітової світи є регіонально добре виражений 10–40-метровий опірний горизонт роговиків – тонкошаруватих темно-коричневих і чорних кременів з тонькими прошарками скременілих аргілітів, що залягають на 5–10-метровій пачці темно-сірих і чорних аргілітів та пісковиків. Товщина підсвіти змінюється від 50 до 300 м.

*Середньоменілітова підсвіта* представлена сірими і темно-сірими до чорних вапнистими аргілітами, що перешаровані темно-сірими до чорних вапнистими алевролітами і дрібнозернистими пісковиками. В основі підсвіти є горизонт зеленкувато-сірих аргілітів перешарованих тонькими прошарками пісковиків і алевролітів. Товщина підсвіти до 200 м.

*Верхньоменілітова підсвіта* складена чорними невапнистими аргілітами з поодинокими прошарками дрібнозернистих пісковиків, алевролітів, туфів і туфітів. Максимальна товщина підсвіти – 1300 м – простежується в басейні р. Чечви в Береговій скибі.

*Полянницька світа* неузгоджено, з розмивом залягає на менілітовій світі і складена сірими слюдистими вапнистими аргілітами, що перешаровані скісношаруватими сірими алевролітами, дрібно-, середньо- і грубозернистими пісковиками. В основі світи залягає базальний конгломератовий горизонт, у якому трапляються величезні брили (до 150–200 м) верхньоюрських органогенних вапняків.

Очевидно, що на межі палеогену і неогену була нетривала перерва в осадонагромадженні. Товщина світи змінюється від 400 до 800 м, а її ранньнеогеновий вік підтверджений знахідками решток молюсків, форамініфер, вапняного нанопланктону і флори.

**Чорногірська, Дуклянська і Кросненська зони.** В межах Українських Карпат Чорногірська, Дуклянська і Кросненська зони займають територію між Рахівською і Скибовою зонами й простягаються від державного кордону з Румунією на південному сході до державних кордонів зі Словаччиною та Польщею на північному заході. Безпосереднім продовженням Чорногірської зони в Румунських Карпатах є одиниця Аудія (зона чорних сланців), а щодо західного продовження є декілька думок, однак найімовірніше, що аналогом її треба вважати Дуклянську зону. В цілому Чорногірська зона є великим пологим покривом, насунутим на Скибову зону. Амплітуда насуву в перетині ріки Чорна Тиса досягає 30–35 км, кут нахилу його площини незначний. З півдня на Чорногірську насунута Рахівська зона. Дуклянська структурно-тектонічна одиниця розміщена головно в Західних Карпатах. У межах України простежується лише її південно-східне закінчення. Таке ж положення на території Українських Карпат займає Кросненська зона, де в Західних Карпатах безпосереднім її продовженням є Сілезька зона. В усіх трьох структурно-тектонічних одиницях в основі залягають відклади нижньої крейди, представлені шипотською світою, найповніші розрізи якої відомі в басейні рік Чорний і Білий Черемош. У Дуклянській зоні виходи нижньокрейдових утворень локалізовані здебільшого в басейні ріки Уж, однак найповніші їхні розрізи відслонені у верхній течії ріки Люта. У Кросненській відклади нижньої крейди знайдено лише в одному відслоненні – по р. Голятинка.

У всіх трьох структурно-фаціальних зонах нижня крейда представлена, як зазначено вище, шипотською світою. На підставі цього ранньокрейдову історію геологічного розвитку цих зон можна розглядати як спільну.

*Шипотську світу* поділяють на дві підсвіти – нижньошипотську і верхньошипотську.

*Нижньошипотська підсвіта* складена темно-сірими до чорних розсланцьованими аргілітами з прошарками темно-сірих мергелів та вапняків, рідше вапнистих пісковиків і алевролітів. Схарактеризована амонітами *Craspedodiscus* sp., *Procheloniceras* cf. *Pachystephanum* U h l., *Colombiceras* cf. *tobleri* J a c. et T o b l., *Tetragonites duvalianus*



О r b., іноцерамом *Inoceramus* cf. *neocomiensis* О r b., форамініферами. Її товщина – до 150 м, вік барем–аптський.

*Верхньошипотська підсвіта* представлена чорними тонкоплитчастими невапнистими аргілітами, дрібно- та середньозернистими, часто склоподібними пісковиками. В низах розрізу наявні малопотужні прошарки та лінзочки лідитів. Ця підсвіта схарактеризована форамініферами, які свідчать про її альбський вік. Товщина підсвіти становить близько 200 м.

*Яловецька світа* узгоджено нарощує розріз верхньошипотської підсвіти, її поділяють на дві підсвіти.

*Нижньояловецька підсвіта* складена ритмічним чергуванням червоних і вишневих невапнистих глинистих аргілітів з прошарками зеленкувато-сірих і сірих алевролітів та одиночними малопотужними шарами мергелів, глауконітових пісковиків, тонесенькими прошарками радіоляритів, глинистих сидеритів і туфогенних відкладів. Її товщина 40–45 м.

*Верхньояловецька підсвіта* представлена тонкоритмічним перешаруванням слабовапнистих зеленкувато-сірих, сірих і темно-сірих, зрідка бурувато-червоних аргілітами з рідкісними малопотужними прошарками сірих алевролітів і дрібнозернистих пісковиків. Товщина підсвіти – 120 м.

Схарактеризована форамініферами, які свідчать про її сеноман–сантонський вік.

У Дуклянській зоні, як і в Черногірській та Кросненській, найдавнішими утвореннями є нижньо– (шипотська) і верхньокрейдові (яловецька) світи. В цій одиниці над яловецькою світою узгоджено залягає *березнянська світа*, складена двома підсвітами: нижньоберезнянською (450-метрова товща темно-сірого піщано-глинистого флішу) і верхньоберезнянською (300-метрова товща темно-сірого глинисто-піщаного флішу). Схарактеризована рештками амонітів *Acanthoscaphites* sp. ex gr. *tridens* (К n e r), іноцерамів *Inoceramus regularis* О r b., *I. balticus* В ö h m., *I. decipiens* Z i t t., *I. humboldti* E i s h w., форамініфер, вапняного нанопланктону, який свідчить про її сантон–датський вік.

*Палеоценові та еоценові відклади* у Кросненській зоні представлені 100-метровою товщею нерівномірно-ритмічного, переважно піщаного флішу. Його характерною рисою є наявність у розрізі сірих і попелясто-сірих різнозернистих (до гравелітистих) пісковиків. Товщина окремих їхніх шарів – від 0,3 до 1,5 м.

Олігоцен у Кросненській зоні представлений у низах *менілітовою світою*, яка доверху за розрізом поступово замінена *верецькою світою* (змішаний менілітово-кросненський тип) – товщею (250 м) сірих і темно-сірих пухких аргілітів, алевролітів, мергелів і рідше – пісковиків.

Над верецькою світою з поступовим переходом залягає *кросненська світа*, яку чітко поділяють на три підсвіти.

*Нижньокросненська підсвіта* представлена вапнистими сірими масивними і грубошаруватими різнозернистими пісковиками з прошарками скісношаруватих алевролітів і аргілітів. Її товщина – 500–1500 м.

*Середньокросненська підсвіта* – середньоритмічне чергування сірих вапнистих пісковиків, алевролітів і аргілітів. Товщина – 400–700 м.

*Верхньокросненська підсвіта* складена переважно глинистими відмінами порід – сірими, рідше темно-сірими аргілітами і глинами, зрідка прошарками пісковиків і змінених туфів. Її товщина близько 500 м.

*Кросненська світа* схарактеризована рештками форамініфер, молюсків, вапняного нанопланктону, які свідчать про пізньопалеогеновий–ранньонеогеновий час її нагромадження.

У Дуклянській зоні неогенові відклади фаціально відрізняються від одновікових утворень, що розвинені у суміжних структурно-тектонічних одиницях. Палеоцен у ній представлений *лутською світою* – 400-метровою товщею сірих масивних невапнистих середньо- і дрібнозернистих слюдистих пісковиків з окремими прошарками аргілітів і алевролітів, що збагачені рослинним детритом.

Еоценові відклади у Дуклянській зоні представлені *стричавською, ставнянською, сольською і вишківською світами*. Олігоцен у цій структурно-тектонічній одиниці фаціально досить різноманітний, однак переважно представлений *менілітовою та кросненською світами*.

**Рахівська зона** на території Українських Карпат тягнеться від державного кордону з Румунією на південному сході до басейну р. Боржави на північному заході, де повністю виклинюється, ховаючись під насувами. Найповніше ця структурно-тектонічна одиниця виражена в південно-східній частині Українських Карпат у басейні Білого і Чорного Черемоша й Тиси. Безпосереднім продовженням Рахівської зони в південно-східному напрямі на території

Румунії є одиниця Чехлау, а її поширення далі на північний захід від р. Боржави і зчленування зі структурами Західних Карпат і надалі дискусійне.

З півдня на Рахівську зону насунуті Мармароський кристалічний масив та інші структури Внутрішніх Карпат, а її північний край є плоским покривом, насунутим на Чорногірську зону. Амплітуда насуву в перерізі Тиси досягає до 20–25 км, кут нахилу його площини – 30–70°. Ми приймаємо Рахівську зону у тому обсязі, в якому її описали Я. О. Кульчицький та А. В. Максимов 1962 р. і в якому її приймає переважна більшість карпатських геологів.

Рахівську зону складають такі світи: кам'янопотоцька (беріас–нижній готерив), рахівська (верхній готерив–нижній апт), білотисенська (верхній апт-альб), сухівська (сеноман–турон–коньяк) і терешівська (сенон).

*Кам'янопотоцька світа* найповніше представлена південніше м. Рахова в правій притоці р. Тиси – Кам'яному Потоці. В низах розрізу вона складена тонкими шарами червоно-бурих і зелених туфів, 2–5-сантиметрових прошарків темно-сірих і чорних кременів та вапняків, які поступово переходять у масивні сірі і темно-сірі вапняки з прошарками вивержених порід. До верху за розрізом у вапняках з'являються спочатку тонесенькі, а далі щораз товстіші прошарки вапнистих аргілітів і туфоподібних порід. Верхня частина розрізу світи представлена глинисто-карбонатною товщею, яка складена дрібношаруватими темно-сірими вапняками й аргілітами. Вона вже має флішоїдний вигляд.

На прикладі кам'янопотоцької світи добре видно, як протягом беріасу–раннього готериву у Карпатській геосинкліналі відбувалася поступова зміна карбонатного осадоагромадження (ще не флішового) карбонатно-теригенним (флішоїдним) і, зрештою, теригенним (типово флішовим). У стратотиповому розрізі по Кам'яному Потоці палеонтологічно світа схарактеризована дуже слабо. Тут виявлено окремі тинтиніди, що нагадують вид *Calpionella alpina* L o r., найбільший розвиток якого припадає на кінець титонського–початок беріаського віків. Тут також виявлений уламок ростра белемніта *Duvalia* sp., радіолярії та вапняковий нанопланктон. Товщина світи близько 200 м.

*Рахівська світа* нарощує розріз кам'янопотоцької і найповніше розвинена по р. Тисі та її притоках (Вовчий, Квасний, Радомир) у районі м. Рахова. Вона представлена дво- і трикомпонентним флішем,

який складений пісковиками, алевролітами, аргілітами, вапняками і мергелями. На території Українських Карпат вузькою смугою світа простежується від басейну р. Боржави на північному заході до кордону з Румунією на південному сході і далі через Румунію та Болгарію аж до Східної Сербії. Там світа фігурує під назвою “верстви Сінайя”. Верхня частина розрізу Рахівської світи складена середньо- та грубозернистими сірими пісковиками і гравелітами, що перешаровані незначними за товщиною пачками алевроліт-аргілітового флішу. Схарактеризована світа в низах розрізу амонітами *Pseudothurmannia angulicostata* O r b., *Saynella* cf. *Clypeiformis* O r b., а у верхах – *Barremis strattostoma* U h l., (O r b.), *Costidiscus recticostatus* (O r b.), окремими видами форамініфер і вапняного нанопланктону, які свідчать про пізньоготеривсько–баремський (?) – ранньоапський час її нагромадження. Товщина світи становить близько 800 м.

*Білотисенська світа* згідно нарощує рахівську. Найповніші її розрізи відслонені в басейнах рік Білого і Чорного Черемошів, Білої Тиси на південному сході, Лужанки і Боржави – на північному заході. Стратотиповий розріз білотисенської світи є на північній околиці м. Рахова, в районі злиття Білої і Чорної Тиси. Ця світа у вигляді смуги шириною 5–20 км тягнеться від державного кордону з Румунією (р. Сарата) на південному сході до р. Боржави на північному заході.

У низах розрізу світа представлена одноманітною потужною товщею тонко- і середньоритмічного, головню глинистого флішу, складеного ясно-сірими, зеленкувато-сірими, рідше темно-сірими аргілітами, алевролітами, середньо- і дрібнозернистими пісковиками, рідше з малопотужними прошарками мергелів.

Верхня частина світи складена переважно груборитмічним піщаним флішем, який відомий під назвою буркутських пісковиків, а пізніше – буркутської світи. Подекуди у верхах розрізу світи залягають потужні шари грубозернистих пісковиків, лінзи гравелітів і конгломератів (богданські, броньківські та ін.).

Для нижньої частини розрізу характерними є “закручена текстура”, значна кількість біо- і механогліфів, трапляються прошарки (3–5 см), збагачені звугленими і піритизованими рослинними рештками. Загальна товщина білотисенської світи досягає тисячі метрів. Світа схарактеризована рештками амонітів, форамініфер, вапняного нанопланктону. Серед амонітів визначено такі важливі види, як *Colombiceras subpeltocerooides* (S i n z.), *Acanthohoplites nolani* S e u n.,

*Hupacanthoplites jacobi* C o l l., *H.nolaniformis* G l a s u n., *Leuweriella tardefurcata* (L e y m.) in O r b., які свідчать про середньо–верхньоаптський та альбський час нагромадження утворень білотисенської світи. Можливо, що перехідні шари від рахівської до білотисенської світи (її низи) можна датувати нижнім аптом. У перехідних шарах білотисенської світи до сухівської у потоці Щауль (ліва притока р. Білої Тиси), виявлено пізньоальбську форму *Aucellina gryphaeoides* (S o w.).

*Сухівська світа.* Нижньокрейдовий розріз Рахівської зони нормально нарощений сухівською світою, яку поділяють на дві підсвіти – нижню і верхню.

*Нижньосухівська підсвіта* представлена 80-метровою товщею темно-сірих (до чорних) вапнистих аргілітів, мергелів, дрібнозернистих пісковиків з малопотужними прошарками сірих вапняків. Ця частина розрізу схарактеризована переважно враконськими (пізній альб)–ранньосенноманськими видами амонітів *Puzosia planulata* (S o w.), *P. cf. mayoriana* (O r b.), *Schloenbachia cf. subvarians* S p a t h, *Turrilites costatus* L a m., *Euphyloceras* sp., белемнітів *Parahibolites touriaea* (W e i g n.), двостулкових молюсків *Aucellina cf. gryphaeoides* (S o w.), та *Inoceramus tenuis* M a n t.

*Верхньосухівська підсвіта* складена строкатими утвореннями – зеленкувато-сірими і вишнево-червоними мергелями, аргілітами і вапняками, у верхах розрізу трапляються зеленкувато-сірі мергелі, плитчасті аргіліти, тоненькі прошарки алевролітів і пісковиків, зрідка – коричневих і блакитних глин. Ця частина розрізу схарактеризована форамініферами і вапняним нанопланктоном, які свідчать про її коньякський вік. Товщина верхньосухівської підсвіти близько 120 м. Найповніше вона розвинена в басейні р. Боржави, та по її притоках, а також окремі відслонення відомі по притоках Білого та Чорного Черемошів і Білої Тиси. На території Румунських Карпат ці відклади фігурують під назвою “Лотул Рошу”, тобто Червона смуга.

*Терешівська світа* узгоджено перекриває сухівську і представлена грубошаруватими сірими різнозернистими пісковиками, що перешаровані тонкими пакетами зеленкувато-сірого флішу, складеного алевролітами й аргілітами, або ж тоненькими шарами самих аргілітів. Верхи розрізу світи представлені переважно грубозернистими пісковиками з прошарками та лінзами гравелітів і конгломератів. Схарактеризована світа окремими знахідками форамініфер, на підставі яких її вік датовано досить умовно як сенонський. Товщина світи становить

близько 500 м. Найповніше вона розвинена у басейні р. Терешови, від чого і походить її назва.

### 1.2.3. Внутрішні Карпати

**Мармароська зона.** Ця своєрідна структурно-фаціальна одиниця виділена лише на території Українських Карпат. На суміжних територіях Східних (Румунських) і Західних (Польських та Словацьких) Карпат її продовження невідомі. В межах Українських Карпат вона простежується, щоправда, погано у вигляді смуги завширшки від перших десятків метрів до 1-3 км, а місцями зовсім виклинюється. Простягається вона від басейну р. Тиси на південному сході до басейну р. Боржави на північному заході.

На півночі по глибинному розлому Мармароська зона насунута на Рахівську, а на півдні межує з Дуклянською структурно-фаціальною одиницею.

Мармароська зона має дуже складну геологічну будовою, що зумовило різне трактування її генезису. Одні дослідники вважали цю одиницю ядром великих антиклінальних структур, інші – глибинним розломом, або зоною утворення олістолітів, чи тектонічним покривом, зоною меланжу, горст-антиклінорієм тощо. З огляду на неповну вивченість геології Мармароської зони важко погодитися з тим, що її складну структурно-тектонічну будову можна однозначно визначити однією з наведених вище гіпотез. На нашу думку, найповніше уявлення про суть Мармароської зони дає погляд тих дослідників, які пояснюють її як зону велетенського меланжу.

Найдавніші відклади у цій структурно-тектонічній одиниці виділені у *каменелінську світу*, яка складена рифогенними й органогенно-детритовими вапняками ургонської фації та піщанисто-алевритовими породами, що їх вміщують. У цій зоні вони утворюють окремі скельні виходи, що досягають кількох сотень метрів у перерізі, а також і численні відокремлені брили розміром від перших десятків сантиметрів до кількох метрів і більше. Розкидані безладно по всій території зони брили піднімаються над розмитими теригенними відкладами, що їх вміщують, утворюючи дуже мальовничий скелястий ландшафт.

Співвідношення цих вапняків з утвореннями, що залягають під ними, не з'ясоване, бо протягом усього часу геологічних досліджень цієї одиниці ніде не виявлено їхнього контакту з давнішими

утвореннями. В окремих випадках видно, що брили цих вапняків разом з піщано-алевритовими відкладами, які їх вміщують, незгідно залягають на тріасових і юрських утвореннях.

Упродовж тривалого часу питання віку рифогенних вапняків було дискусійним. Окремі геологи (В. І. Славін, І. Д. Гофштейн, С. С. Круглов та ін.) вважали його юрським, а інші дослідники – крейдовим. Лише в 1980 р. група палеонтологів (під керівництвом В. Г. Чернова) унаслідок комплексного вивчення різноманітних груп давніх організмів з цих вапняків (амоніти, двостулкові і черевоногі молюски, брахіоподи, форамініфери, корали та ін.) надійно обґрунтувала їхній вік як пізньобаремський–ранньоаптський. Літологічні особливості органогенних вапняків, загальний характер виявленої тут фауни та аналіз її видового складу дали змогу В. Г. Чернову впевнено віднести ці вапняки до ургонської фації, що широко розвинена в Альпійському складчастому поясі. Потужність світи близько 200 м.

Каменелінська світа зверху перекрита *соймульською*, однак співвідношення між ними різні дослідники трактують неоднозначно. Одні вважають, що соймульська світа незгідно залягає на каменелінській, а інші, які не визнають каменелінської світи, її теригенну частину разом з брилами вапняків приєднують до соймульської.

*Соймульська світа* складена середньо- і грубогальковими конгломератами з лінзоподібними прошарками гравелітів і грубозернистих кварцових пісковиків. Її стратотиповий розріз є на горі Соймул (лівий берег р. Тиси, 4 км на південь від м. Рахова). На території Українських Карпат вона найпоширеніша в південно-східній частині – в басейні рік Білого і Чорного Черемошу й Тиси, де у вигляді базальних шарів відслонена на Мармароському масиві та в Мармароській структурно-фаціальній зоні. Далі на північний захід смуга відслонень світи поволі звужується і вже в басейні р. Боржави зовсім виклинюється. Соймульська світа схарактеризована амонітами *Hypopholites falcatus* (M a n t.), *Puzosia planulata* S o w., иноцерамами *Inoceramus concentricus* P a r k., *I. etheridgei* W o o d s, морськими їжаками, гастроподами та іншими рештками давніх організмів, вивчення яких дало підставу визначити пізньоальбський (враконський)–сеноманський вік соймульської світи. Її товщина близько 700 м.

*Пухівська світа* доверху поступово змінює соймульську. Вона складена масивними цеглисто-червоними, рідше вишнево-червоними мергелями з рідкісними тоненькими прошарками сизо-сірих мергелів, дрібнозернистих пісковиків, червоних вапнистих аргілітів. Її товщина

близько 100 м. Схарактеризована пухівська світа форамініферами (особливо багато видів роду *Globotruncana*), які свідчать про її турон–маастрихтський вік. Опорний розріз світи є по р. Терембі, на околиці Драгівського заводу мінеральних вод.

Палеогеновий розріз у Мармароській зоні утворюють метовська, шопурська, сушманецька, драгівська та лузька світи.

*Метовська світа* згідно нарощує пухівську. В її основі є шар конгломератів, що доверху за розрізом змінюються масивними грубозернистими поліміктовими пісковиками, а ще вище – сірим тонкоритмічним флішем з перевагою глинистих відмін порід. Товщина метовської світи близько 200 м. Її вік – палеоценовий та еоценовий.

*Шопурська світа* складена зеленкувато-сірим тонкоритмічним флішем з шарами сірих дрібнозернистих пісковиків. Її вік – пізній еоцен; товщина – близько 100 м.

*Сушманецька світа* утворена тонкоритмічним флішем – чергування сірих і блакитно-сірих алевролітів, пісковиків і зеленкувато-сірих вапнистих аргілітів. Її товщина – 500 м, вік – ранній і середній еоцен.

*Драгівська світа* складена грубошаруватими масивними сірими і рудувато-жовтими пісковиками з переходами до гравелітів і конгломератів. Вони перешаровані тоненькими прошарками аргілітів і алевролітів. Товщина світи близько 600 м, вік – середній і пізній еоцен.

*Лузька світа* представлена темно-сірими аргілітами з прошарками алевролітів, пісковиків, а у низах розрізу – мергелів. Її товщина – 150–200 м; вік – пізній палеоцен.

#### 1.2.4. Пенінська зона

**Пенінська зона** (або зона Скель) – це надзвичайно складна структурно-тектонічна споруда. Повторюючи конфігурацію Карпатської дуги, вона вузькою смугою простежується на відстані понад 500 км від Віденського басейну, через усі Західні Карпати аж до Східних Карпат, у Румунію. Цей структурно-тектонічний елемент протягом мезозойської і кайнозойської ер відігравав дуже важливу роль у геологічному розвитку Карпат, а також у становленні їхньої сучасної структури. Пенінська зона розділяє дві області – Зовнішні (Флішові) і



Внутрішні Карпати, які різко відрізняються за історією геологічного розвитку.

Численні скельні виходи *юрських* вапняків є головною ознакою цієї структурно-тектонічної одиниці. Щодо природи походження брил цих вапняків серед дослідників Карпат тривалий час відбувалася жвава дискусія. Були два протилежні погляди: московські геологи вважали скелі корінними виходами вапняків у ядрах антиклінальних структур, а на думку більшості львівських геологів, ці скелі є не що інше, як звичайні тектонічні відірванці, винесені з великих глибин у процесі вертикальних рухів. Тепер уже нема жодних сумнівів щодо помилковості в трактуванні походження скель як ядра антиклінорію.

У межах Українських Карпат Пенінська зона представлена фрагментарно – лише її південно-східним закінченням. На території нашої держави вже у вигляді окремих виходів вона відслонена в басейнах рік Ужа, Латориці, Боржави і значно повнішою смугою – у басейні р. Лужанки.

У будові Пенінської зони беруть участь відклади крейди та палеогену. Нижня крейда представлена двома світами – свальявською і тисальською, а верхня крейда – тисальською, пухівською та ярмутською; палеоген – вульхівчицькою.

*Свальявська світа* виділена в околицях м. Свальяви. Вона складена білими та ясно-сірими пелітоморфними вапняками з включеннями та лінзочками темно-сірих кременів і малопотужними прошарками зеленкувато-сірих та чорних аргілітів. Схарактеризована амонітами *Crioceras duvali* L e v., *Phyllopachyceras infundibulum* (O r b.), *Berriasella* ex gr. *callisto* O r b., радіоляріями і тинтинідами, які свідчать про її беріас–баремський вік. Товщина свальявської світи – 80–100 м.

*Тисальська світа* наращує розріз свальявської. Її нижня частина складена чорними та сірими мергелями й аргілітами з прошарками зеленкувато-сірих вапняків, а верхня – ясно-сірими мергелями з малопотужними прошарками темно-сірих аргілітів. У мергелях наявні у великій кількості сліди життєдіяльності організмів (фукоїдні мергелі). Світа схарактеризована двостулковими молюсками *Aucellina gryphaeoides* (S o w.), *A. parva* S t o l., *Astarte* sp., *Limatula* sp., белемнітом *Neohibolites stylioides* R e n n g. і форамініферами, які свідчать про її апт–сеноманський вік. Товщина світи – 80–100 м.

*Пухівська світа* наращує тисальську і представлена цеглясто-червоними мергелями з прошарками сірих і зеленкувато-сірих

мергелів, рідше такого ж кольору різнозернистих пісковиків. Характерною рисою цієї світи є широкий розвиток у її відкладах галузистих фукоїдів *Chondrites furcatus*. Її вік – турон–енонський, а товщина становить до 150 м.

*Ярмутська світа* (кампан–маастрихт) наращує розріз пухівської і представлена чергуванням зеленкувато-сірих, інколи червонувато-бурих мергелів і аргілітів та сірих пісковиків. У деяких її розрізах (р. Лужанка) наявні лінзи гравелітів. Для ярмутської світи характерною ознакою є велика кількість ієрогліфів, особливо хрестикоподібних валиків, описаних як *Fucusopsis angulatus* P a l і b. Товщина світи 50–80 м.

*Вульхівчицька світа* незгідно, з розмивом лежить на пухівській. В її основі є шар базальних конгломератів, складених уламками пухівських мергелів, тріасових і юрських вапняків, кварцитоподібних пісковиків, окремих гальок інтрузивних та ефузивних порід. Потужність цієї товщі – 20–40 м. До верху за розрізом вона переходить у ясно-сірі гравеліти, складені гальками добре обкатаних уламків порід тисальської світи. Товщина цього комплексу досягає близько 50 м. У верхах розрізу світи наявна пачка зеленкувато-сірих флішових утворень. Схарактеризована світа нумулітами *Nummulites murchisoni* R ü t і m. і *N. striatus* (B r u g.), а також численними дрібними форамініферами, які свідчать про її ранньо-середньоеоценовий вік.

### 1.2.5. Закарпатський прогин

Закарпатський внутрішній прогин – дуже складна геологічна структура, яка розміщена переважно в межах України. Далі на північний захід, вже на території Словаччини, він поєднується зі структурами центральних масивів Західних Карпат, а на південному заході, в Румунії, його продовженням вважають западину Марамуреш. На думку більшості дослідників, Закарпатський прогин по глибинних розломах межує на північному сході з Пенінською зоною, а на південному заході до нього прилягають структури Панонської міжгірської западини.

За даними буріння понад 60 свердловин у цій структурі виявлено, що неогенові відклади залягають на різних за віком, дуже складно побудованих і дислокованих (палеозойських, мезозойських і

кайнозойських) породах фундаменту. Вони розміщені на різних глибинах – від 500 до 2500 м. Серіями поздовжніх і поперечних розломів донеогеновий фундамент розчленований на окремі, зміщені по вертикалі та горизонталі блоки.

Геологія донеогенових утворень Закарпатського прогину вивчена порівняно слабо. Це пов'язано зі складною гетерогенною будовою цієї тектонічної одиниці, фрагментарністю розкритих свердловинами розрізів, частою зміною по простяганню літофацій і особливо незначною кількістю виявленого тут палеобіологічного матеріалу та його недостатньою вивченістю. Тому деякі комплекси порід, вік яких палеонтологічно необґрунтований, зачислено до тієї чи іншої системи умовно і головню на підставі їхніх аналогій з літологічно подібними утвореннями суміжних із Закарпатським прогином територій, таких як Зовнішні Карпати, Східнославацька і Велика Угорська западини, басейн Марамуреш тощо.

Найдавнішими у Закарпатському внутрішньому прогині вважають породи, розкриті структурно-розшуковими свердловинами в районі м. Ужгорода (св. 2, інт. 670–1214 м; св. 3, інт. 1363–1458 м; інт. 1685–1822 м). За аналогією зі значно поширеними на Мармароському масиві й у Східній Словаччині утвореннями Гемерид відкриті тут метаморфізовані сланці, вапняки, мергелі, аргіліти, пісковики і кварцити було віднесено до палеозою.

Мезозойські відклади у Закарпатському прогині представлені породами тріасу, юри і крейди.

До *тріасу* умовно зачислюють утворення, розкриті свердловинами Залуки-1-3, Велика Добронь-1, Берегове-8, Сокирниця-3, Колодне-38, Тересва-5, які складені різними літологічними типами порід. Вік цих утворень палеонтологічно необґрунтований, і до тріасу їх віднесено досить умовно – за подібністю їхніх літологічних особливостей з тріасовими утвореннями Крижнянського і Хочького покривів та породами деяких частин тріасових розрізів Гемерид, Словацького карсту і Мармароського масиву.

У Закарпатському прогині до *юрських відкладів* належать утворення, розкриті свердловинами на площах Виноградів, Сокирниця, Колодне та інші. У розрізі св. Сокирниця-1, складеному в інт. 1816–2200 м темно-сірими піритизованими вапнистими аргілітами, мергелями і криптокристалічними вапняками, визначені двостулкові молюски роду *Posidonia*, а з амонітів – представник роду *Vermiceras*. Стратиграфічне поширення роду *Posidonia* обмежене

середньою-верхньою юрою, а представники роду *Vermiceras* відомі голово із нижньої юри багатьох регіонів. Поряд з піритизованими рештками двостулкових, червоногих і головоногих молюсків тут виявлені поодинокі остракоди, визначені як *Bardia* sp. На підставі згаданого вище досить бідного палеонтологічного матеріалу було обґрунтовано юрський вік відкладів, що його вміщують.

Близькі за літологічними особливостями утворення (сірі і темно-сірі тріщинуваті вапняки й темно-сірі вапнисті аргіліти) розкриті також св. Сокирниця-2 (інт. 2070–2540 м). У цій же свердловині, (інт. 3400–3600 м), пройдено товщу темних аргілітів з прошарками спонголітово-радіолярієвих вапняків і кременевмісних мергелів, що переходять у чорні силіцити. В аргілітах з глибини 3491–3499 м виявлені радіолярії, спікули губок і зрізи, близькі до *Saccocoma* sp. – форми, характерної для верхньоюрських відкладів Середземноморської (альпійської) складчастої області.

Палеонтологічно також схарактеризовані юрські відклади у св. Виноградів-5 (інт. 2245–2362 м), де виявлені *Posidonia* sp. і поодинокі остракоди *Schuleridea* sp.

Умовно до юрських можна віднести сірі, дуже тріщинуваті вапняки, відкриті св. Велика Добронь-1 (інт. 2540–2705 м). У них виявлені погано збережені тинтиніди, представлені родом *Calpionella*, найбільший розквіт якого припадає на кінець юрського–початок крейдового періодів.

Порівняно з описаними вище юрськими утвореннями південної частини Закарпатського прогину одновікові відклади північної частини фаціально дещо відмінні. Тут вони представлені ясно-сірими до білих, жовтуватими тріщинуватими вапняками з прошарками темно-сірих до чорних перем'ятих аргілітів і сірих щільних середньозернистих пісковиків (св. Колодне-38, інт. 1466–1669 і 1751–1835 м). На думку деяких дослідників, ці вапняки можна умовно зачислити до верхів юри–низів беріасу. Цим же віком також датують 50-метрову пачку рожевих і жовтуватих вапняків, відкритих св. Теребля-8 (інт. 3150–3205). Підставою для цього послуговували результати вивчення решток викопної фауни.

У верхній частині розрізу цієї пачки, складеної блакитнуватими і темними відмінами вапняків, виявлено велику кількість решток криноїдей, поодинокі форми і скупчення *Globochaeta alpina* L o m b., радіолярії, нанопланктон і поодинокі *Calpionella* sp.

Порівняно з тріасовими та юрськими *крейдові* утворення в Закарпатському прогині розвинені значно ширше і також є складовою його фундаменту. В природних відслоненнях у межах прогину вони невідомі і лише розкриті свердловинами майже на всій його території.

До *нижньої крейди* деякі автори схильні відносити темно-сірі вапнисті аргіліти з прошарками мергелів і вапняків.

*Верхня крейда* відображена тут двома фаціальними типами. Перший з них представлений пухівською світою (аналогічно як у Пенінській зоні), а другий – кричевською світою: темно-сірими вапнистими аргілітами з прошарками сірих різнозернистих пісковиків та окремими шарами мергелів і вапняків. Обидва типи розрізів схарактеризовані форамініферами, які свідчать про пізньокрейдвий вік відкладів, що їх вміщують.

*Палеогенові відклади* у Закарпатському прогині залежно від літофаціальних особливостей їхнього утворення можна розділити на три типи. Перший з них західні геологи визначили як підгальський палеоген. Він розвинений на глибині вузькою смугою вздовж прибортової частини прогину, де розкритий свердловинами, а також відслонений дещо північніше Ужгорода. Це є південно-східним закінченням широко розвиненого у Західних Карпатах (Польща, Словаччина) підгальського, або центральнокарпатського, флішу. В Українських Карпатах підгальський фліш виділений у вульшавську світу, яка представлена темно-сірими аргілітами, пісковиками і гравелітами, що вміщують середньо (?)–верхньоєоценові нумуліти *Nummulites perforatus* (M o u t f.), *N. Striatus* (B r u g .), *N. Fabiani* (P r e v.) і дрібні планктонні форамініфери.

Другий тип палеогену розвинений у Солотвинській западині, де він розкритий свердловиною у районі с. Данилове і представлений строкатоколірними червонувато-бурими, зеленкуватими і сірими пісковиками, алевролітами, аргілітами та мергелями, що виділені у *байлівську світу*. Пізньоєоценовий вік цього комплексу визначений за дрібними форамініферами *Glomospira charoides* (P a r k. Et J o n e s), *Gumbelina globifera* R e u s s та ін. Його товщина близько 200 м.

Третій тип палеогену в Закарпатському прогині представлений *дубравською світою* – масивними сірими грубозернистими пісковиками з тоненькими прошарками чорних аргілітів. Ці утворення розкриті св. № 4 в околицях м. Солотвина. Схарактеризована світа нумулітами *Nummulites aquitanicus* B e n. і *N. sp.*, що дало підставу зачислити породи, що їх вміщують, до еоцену.

*Неоген.* У Закарпатському прогині неогеновий розріз представлений потужною товщею молас, лише незначна нижня частина якого належить до нижнього міоцену і становить нижню серію молас. Тут виділяють негрівську і буркалівську світи. Перша з них у низах розрізу складена гравелітами, брекчіями і конгломератами, зрідка з прошарками ангідритів, а верхи її розрізу представлені тонко перешарованими темно-сірими аргілітами, пісковиками та вапняками. Фауністично світа не схарактеризована. Буркалівська світа складена вапнистими пісковиками, алевролітами і піщанистими глинами. Її товщина – близько 75 м. Схарактеризована молюсками *Pecten burdigalensis* L a m., *P. Pseudobaudenzi* D e p. e t R o m., *Cardium moeschenum* M a y., *C. burdigalinum* L a m. та іншими; а також форамініферами *Robulus cultratus* M o n t f., *Lenticulina totomiensis* M a k., *Bulimina ovata* O r b. На підставі палеонтологічних даних вік світи визначено як егенбургій–отнангій за новою схемою Західного Паратетиса, або ж бурдигал–гельветський за старою віденською схемою (нижній міоцен).

*Середній міоцен* у Закарпатському прогині представлений надзвичайно різними фаціальними відмінами порід, що зумовило виділення в ньому великої кількості світ, таких як терешульська, новоселицька, талаборська, тереблинська, солотвинська, тячівська, даролінська.

*Терешульська світа* розвинена локально на північному краю Солотвинської западини і складена конгломератами, товщина яких змінюється від декількох до сотні метрів. Вік світи баденський.

*Новоселицька світа* розкрита свердловинами у північній частині прогину. Вона складена зеленкуватими або ж блакитнуватими ріолітацитовими туфами з прошарками аргілітів, алевролітів, туфітів, зрідка вапняків та конгломератів. Її товщина – від 10 до 200 м, а у центральній частині прогину – 700 м. Світа схарактеризована молюсками, брахіоподами, форамініферами, які свідчать про її ранньобаденський вік.

*Талаборська світа* розкрита у північній частині Солотвинської западини. Вона представлена зеленкувато-сірими глинами або ж перешаруванням глин з пісковиками і алевролітами. Її товщина – від 50 до 250 м. Схарактеризована численними і різноманітними видами форамініфер, які свідчать про її ранньобаденський вік.

*Тереблинська світа* дуже поширена у Закарпатському прогині. Вона складена кам'яною сіллю з тонкими прошарками аргілітів,

алевролітів, гіпсів і ангідритів, рідше – туфів чи туфітів. Солі виступають у ядрах антиклінальних складок. Товщина світи різна – від декількох десятків до тисячі метрів. На підставі результатів вивчення форамініфер вік тереблинської світи визначено як баденський; вона корелює з тираською товщею гіпсів Передкарпаття та Волино-Подільського краю Східноєвропейської платформи.

*Солотвинська світа* представлена сірими глинами з прошарками алевролітів і пісковиків із численними ієрогліфами. Товщина – від 100 до 1000 м. Схарактеризована форамініферами, радіоляріями і спіралісами, які свідчать про її пізньобаденський вік.

*Тячівська світа* складена перешаруванням глин і пісковиків, інколи масивних і нерідко тоненьких лінзочок або прошарків вугілля, а в низах розрізу є 2-метровий шар дацитового туфу. Для відкладів характерні крива та закручена шаруватість і наявність великої кількості ієрогліфів. У відкладах тячівської світи виявлені численні молюски: *Chlamys fasciculata* M і l l., *Ch. gloriameris* D u b., *Pecten aduncus* E і c h w. та інші види, характерні для баденію суміжних регіонів, зокрема, південно-західного краю Східноєвропейської платформи.

*Даролінська світа* складена сірими глинами з прошарками пісковиків і рідше – конгломератів. Схарактеризована молюсками *Cardium taurinum* M e h., *Cardiopsis islandicoides* L a m., *Ostrea digitalina* D u b., та іншими, а також форамініферами зони Ammonis beccarii, які свідчать про її середньо-пізньоміоценовий вік. По покрівлі світи проведена стратиграфічна межа баденію та сармату.

*Верхній міоцен (сармат)* у різних частинах Закарпатського прогину представлений різними фаціями та різними за повнотою розрізами. Найповніші розрізи поширені в підніжжях схилів Вигорлат-Гутинського вулканогенного пасма (Чопська і Солотвинська улоговини). В розрізі виділяють нижньоволинський, верхньоволинський і нижньобесарабський горизонти. Нижньоволинський горизонт складений синювато-сірими глинами, що перешаровані у верхах розрізу пісковиками, рідше конгломератами. Товщина – близько 250 м.

*Верхньоволинський та нижньоволинський горизонти* поширені на східному схилі Вигорлат-Гутинського вулканогенного хребта, у районі сіл Липча та Іза, а також розкриті у Мукачівській западині свердловинами. Верхньоволинський горизонт складений блакитнувато-сірими вапнистими глинами з прошарками пісковиків, туфів і туфітів. Його товщина – 300–350 м. Обидва горизонти добре

схарактеризовані молюсками, форамініферами, радіоляріями. У нижньоволинському горизонті виявлені молюски *Arbareflexa* (E i c h w.), форамініфери *Cibicides badenensis* (O r b.), остракоди *Cytheridea mülleri* (M ü n s t) та ін. Крім того, для нижньоволинського характерною є фауна молюсків *Ervilis pussilis dissita* E i c h w., *E. Dissita andrussovi* K o l e s n., L a s k., *Cardium sarmaticum* B e r b. і численними форамініферами зони **Quiunqueloculina reussi**.

*Нижньобесарабський горизонт* розвинений на східному схилі Вигорлат-Гутинського пасма та в Мукачівській западині. Він складений сірими і блакитнуватими вапнистими глинами з прошарками пісковиків, туфів і туфітів, зрідка органогенних вапняків. Товщина – від 50 до 200 м. Схарактеризований горизонт форамініферами *Saccamina sarmatica* V e n g l., *Discorbis obtusus* (O r b.), *Ammonis beccarii* (L.), остракодами *Hemicytheris sarmatica* (Z e l.), *H. hungarica* (M e h.) та молюсками *Cardium plicatofittoni* S i n., *Modiola sarmatica* G a t., *Maetra podolica* E i c h w. та ін.

*Панонський ярус* відображений ізівською світою, яка складена дуже вапнистими сірими і темно-сірими глинами з прошарками дрібно- і середньозернистих пісковиків, туфів, туфітів, а у верхах розрізу наявні андезити та туфобрекчії. Товщина – 50–100 м. Схарактеризований молюсками *Conderis hoernesii* B r u s., *C. subglobosa* P a r t s c h., *Melanopsis bousi* P e r., *Limnocardium halavatschi* L o r., остракодами *Hemicytheris lorentheyi* (M e h.), *Eucypris sieberi* (M e h.), *Hemicytheris foliculose* (R e u s s) та ін.

*Пліоцен. Понтійський ярус* представлений у Закарпатському прогині кошелівською світою. Ця світа в низах розрізу складена різнозернистими поліміктовими пісковиками, які фаціально по латералі часто вміщують прошарки та лінзи конгломератів і грубозернистих андезитових туфів, а верхи – сірими та зеленкувато-сірими глинами з прошарками збагачених рослинним детритом пісковиків. Світа схарактеризована прісноводними молюсками *Planorbis grandis* та остракодами роду *Candona* – *C. lobata* (Z a l.), *C. acuminata* (Z a l.) та ін.

*Дакійський ярус* відображений тут раковецькою світою, що складена барвистими невапнистими глинами і пісковиками з конгломератами у верхах розрізу. Фауністично світа схарактеризована недостатньо, її вік визначено за положенням у розрізі між палеонтологічно досить добре схарактеризованими суміжними стратиграфічними підрозділами.



*Румунський ярус* представлений ільницькою світою, що складена глинами з прошарками туфів, туфітів і туфогенних пісковиків. Її товщина – близько 500 м. Схарактеризована світа великим комплексом прісноводних остракод. Віковим її аналогом є гутинська вулканогенна світа, складена андезито-базальтами й андезитами. Значно рідше наявні андезито-дацити, дацити і ріоліти. Її товщина – близько 500 м.

Закінчується розріз неогену в Закарпатському прогині бужорськими базальтами, андезито-базальтами, андезитами, ріолітами та їхніми туфами.

### **1.2.6. Мармароський кристалічний масив**

Мармароський масив виділяють у внутрішній частині території, яка трасована зонами скель Закарпаття як моновергентний меганапнорій. На територію Українських Карпат він входить північно-західним закінченням. Сам масив насунутий (декілька кілометрів) на Зовнішні Карпати. Тектонічно він є системою покривів основи, у якій на денну поверхню, крім осадових комплексів, виходять і метаморфічні породи фундаменту. Доверхньопалеозойський метаморфічний комплекс складений двома серіями: мезозональною гнейсово-сланцевою білопотоцькою світою та епізональними, переважно сланцевими, діловецькою, берлебаською і мегурською світами. Верхньопалеозойський комплекс (карбон–перм) та нижній тріас – це типові моласові утворення, які не були піддані регіональному метаморфізму. Молодші мезозойські і кайнозойські утворення представлені відкладами незначної потужності з численними локальними та регіональними перемивами. Поширення їх обмежене. Уся система розбита складними післяпокривними розломами, що різко ускладнює розшифрування її будови.

Загалом Мармароський масив – це давня складчаста споруда, структура якої була значно перероблена і змінена під час прояву альпійської складчастості разом з розвитком покривних структур, які відповідно піддалися ще молодшим деформаціям.

Отже, у структурі Мармароського кристалічного масиву чітко виділяють дві товщі, з яких нижня складена домезозойськими відкладами, а верхня – мезозойськими.

*Домезозойська товща* також досить виразно розділена на два комплекси, з яких нижній складений давнішими метаморфізованими утвореннями, що залягають у фундаменті масиву, а верхній

представленій молодшими, слабометаморфізованими осадовими породами.

У розрізі нижнього комплексу виділяють п'ять світ (знизу доверху): білопотоцьку (сланцево-гнейсову), бутинську (кварцово-гнейсово-сланцеву), діловецьку (карбонатно-сланцеву), берлебаську (порфіроїдно-сланцеву) і мегурську (кварцево-сланцеву).

*Білопотоцька світа* в низах розрізу складена грубозернистими двослюдистими плагіогнейсами, що заміщені слюдяно-польовошпатово-кварцовими і слюдяними сланцями; часто тут з'являються амфіболіти й амфіболітові сланці, а у верхах – шаруваті дрібнозернисті плагіогнейси, слюдисті сланці, калішпатово-плагіоклазові гнейси, в яких наявний гранат. Товщина світи – понад 500 м.

*Бутинська світа* представлена слюдяними, хлорито-серицитовими і кварцитовими сланцями та окварцьованими плагіогнейсами. Товщина світи – близько 300 м.

*Діловецька світа* в низах розрізу складена слюдисто-хлоритовими і хлорито-слюдистими сланцями та лінзами мармурів, тонкими прошарками метаморфізованих туфів і туфітів. Товщина її – близько 800 м.

*Берлебаська світа* складена в низах розрізу альбіто-кварцитовими, слюдисто-кварцитовими, слюдяними сланцями та плагіогнейсами з чітко вираженим флішоподібним їхнім перешаруванням, а у верхній частині розрізу, крім цих порід, ще наявні лінзи порфіроїдів та метаморфізованих туфів і туфітів. Товщина світи – понад 1000 м.

*Магурська світа* в низах розрізу складена хлорито-серицитовими, альбіт-хлорито-серицитовими і слюдисто-кварцитовими сланцями та кварцитами, а її верхи представлені флішоподібно перешарованими кварцитами, серицитовими, слюдисто-кварцитовими, альбіт-хлорито-серицитовими й альбіт-хлоритовими сланцями з рідкісними прошарками чорних вуглистих кварцитів. Товщина світи – понад 500 м.

А. К. Бойко, який детально вивчав ці утворення, вважає, що первинні породи, якими складені перші чотири з перерахованих вище світ, нагромаджувалися у ранньому палеозої, а мегурської світи – у середньому палеозої.

*Верхній комплекс* складений утвореннями кам'яновугільної та пермської систем. Перші з них представлені вуглистими глинистими сланцями, що перешаровані вапняками. Їхні відслонення відомі в гирлі лівої притоки р. Тиси – потоці Ліщинки, де були виявлені спори та пилок кам'яновугільного періоду. Подібні товщі, представлені

темноколірними теригенно-карбонатними відкладами (глинисто-вуглисті сланці, вапняки з прошарками туфів, пісковики тощо), відомі у верхній течії потоку Квасний та на горі Причулці (околиці с. Кобилецька Поляна), де вони також схарактеризовані рештками карбонової флори, спорами та пилком.

*Пермські відклади* незгідно залягають на кам'яновугільних і представлені строкатоколірними конгломератобрекчіями і конгломератами, що до верху за розрізом змінені пісковиками, алевролітами й аргілітами. Найвища частина розрізу складена гіпсоносними фіолетово-червоними і зеленкувато-сірими алевролітами й аргілітами. Товщина пермських відкладів становить близько 200 м. Їхні відслонення відомі в урочищі Гандаль біля с. Кобилецька Поляна, в правій притоці р. Тиси – потоці Кам'яний Потік (південніше Рахова), у районі с. Красне Плесо, у басейні Чорного Черемошу на Чивчинських горах та у верхів'ях Білого і Чорного Черемошів та ін.

*Мезозойські відклади.* На Мармароському кристалічному масиві мезозойські утворення значно поширені. Вони представлені тріасовими, юрськими та крейдовими комплексами.

*Тріас* досить добре відслонений у верхній течії Білого Черемошу по потоках Сарата, Маскотин, Прелучний та ін. Тут, переважно на краю масиву, у переднасувній частині на Зовнішні Карпати, відома низка відслонень, складених вапняками і доломітами. Вони досить слабо схарактеризовані брахіоподами, пелециподами і форамініферами, які дають змогу, хоч і дуже умовно, виділити тут усі яруси тріасової системи. Утворення тріасу неузгоджено, зі стратиграфічною перервою, лежать на метаморфічних породах палеозою. Товщина зведеного тріасового розрізу в басейні Білого Черемошу – близько 150 м.

На рахівській ділянці Мармароського кристалічного масиву тріасові відклади відомі у вигляді окремих відслонень і також сконцентровані переважно в його переднасувній, північній частині. Їхні виходи відомі в басейні Білого Потоку, по притоці Тиси – потоці Кузя, в околицях с. Кобилецька Поляна, у верхів'ях потоку Квасний та південніше с. Лази. Тут відслонені переважно різно- і грубозернисті поліміктові пісковики, кварцові білі конгломерати, дуже піскуваті, слюдисті, темно-сірі вапняки, вік яких досить умовно визначено як ранньо-середньотріасовий. Цього ж віку утворення, представлені вапняками і доломітами, відомі також у кар'єрі Рударя, що на вододілі між ріками Тисою та Косівкою, а також на південно-західному схилі

гори Соймул. Схарактеризовані ці відклади окремими брахіоподами, пеліциподами і форамініферами.

Досить добре відслонення вапняків верхнього тріасу відоме у верхній течії потоку Маргітул, де загальна потужність відкладів становить близько 50 м.

*Юра.* На Мармароському кристалічному масиві нижньоюрські відклади виділені досить умовно. Вони представлені темноколірною карбонатно-теригенною товщею і червоними грудкуватими вапняками, в яких виявлено ядро ранньолясового амоніта *Arietites ex gr. herbichi* U h l. Відклади нижньої юри лежать трансгресивно на різновікових утвореннях.

Середньоюрські відклади представлені рударненською світою, яка в низах розрізу складена 2,0–2,5-метровою пачкою коричнево-бурих глин, що вміщують молюски *Nucula cf. variabilis* S o w. і *N. cf. ornata* Q u e n s t. Верхня частина світи представлена темно-сірими вапняками з прошарками пісковиків і аргілітів, які схарактеризовані амонітами, белемнітами, двостулковими молюсками та ін.

*Верхньоюрські відклади* у північній частині Мармароського масиву представлені *балтагульською світою*, а в південній – *довгорунською*. В основі розрізу балтагульської світи лежать конгломерати, вапнисті пісковики та криноїдні вапняки, що змінені до верху по розрізу строкатими кременистими і глинистими сланцями, яшмами, тонкошаруватими пісковиками й аргілітами. Схарактеризовані ці відклади брахіоподами *Zeilleria montbizotensis* R o l l., *Terebratula aff. punctata* S o w., *Rhynchonella cf. alemanica* R o l l. Товщина балтагульської світи – близько 50 м. У довгорунській світі, складеній сірими вапняками, мармурами і тонкими прошарками зелених сланців, лінзочок чорних кременів, виявлені амоніти *Perisphinctes cf. stenocycloides* S o w., *P. breviceps* Q u e n s t. та корали родини *Astracidae*.

*Кімеридж-титонські відклади* представлені *чивчинською світою*. В низах розрізу ця світа складена порфіритами і туфами, а вище – туфобрекчіями, конгломератами з лінзами й уламками вапняків та плитчастих пелітоморфних вапняків. Її товщина – близько 500 м.

Палеонтологічно чивчинська світа схарактеризована слабо, і її кімеридж–титонський вік приймають досить умовно.

*Крейдові відклади* на Мармароському кристалічному масиві значно поширені і представлені *соймульською світою*. Найповніше світа виражена в південно-східній частині Українських Карпат; до північ-

ного заходу смуга її розвитку звужується і вже в басейні р. Боржави зовсім виклинюється. Соймульська світа зі стратиграфічною перервою лежить на різновікових давніх породах. У стратотиповому розрізі, що розташований на г. Соймул (лівий берег р. Тиси, 4 км південніше м. Рахова), ця світа з розмивом і кутовою незгідністю налягає на триасові утворення. Її розріз починається базальним горизонтом грубо- і середньогалькових конгломератів з гравелітами і грубозернистими пісковиками, які до верху по розрізу змінені вапнистими пісковиками з орбітолінами, темно-сірими органогенно-уламковими піскуватими вапняками з багряними водоростями. Верхня частина розрізу світи в низах складена вапнистими алевролітами і дрібнозернистими пісковиками, які поступово до верху по розрізу змінені грубозернистими і гравелістими відмінами порід. Соймульська світа досить добре схарактеризована рештками різних груп палеоорганізмів, серед яких – амоніти *Puzosia planulata* S o w., *Eucalycoceras spath* C o o l l., *Hyphoplites falcatus* (M a n t.), а також іноцерами *Inoceramus anglicus* W o o d s, *In. concentricus* P a r k, пеліциподи родів *Plicatula*, *Aucellina*, *Neithea*, *Cardium* тощо, морські їжаки, форамініфери, які надійно обґрунтовують пізньоальбський (враконський)–сеноманський вік утворень, що їх вміщують.

### 1.2.7. Біогліфи і механогліфи

Серед осадових порід будь-якого генезису (морських, лагунних, прісноводних, континентальних) і віку (від докембрійських до сучасних) дуже часто трапляються різноманітні знаки. Частина з них належить до слідів життєдіяльності давно зниклих живих організмів, а інші виникли під впливом механічної дії на осад різних чинників, таких, наприклад, як рух води на дні водойми, внаслідок чого утворювалися борідки, різної форми ямки, які після заповнення їх осадам давали барельєфний зліпок на нижній поверхні шару, що перекриває розмитий шар давніших відкладів. Таке ж саме об'ємне зображення давали різні сліди волочіння водою якихось предметів, знаки прибійних до берега хвиль, струменів стікання води по ще не затверділому осаді на дні водойми, що висихає, ямки від падіння крапель дощу, метеоритів, осування ще не затверділого осаду по схилу дна, тріщини всихання, відбитки кристаликів льоду тощо.

Загальноприйнято на сьогодні об'єднувати усі сліди життєдіяльності, залишені тваринними і рослинними організмами, терміном

*біогліфи*, а спричинені механічним впливом різних неживих чинників – *механогліфи*.

Вивчення механогліфів має важливе значення для з'ясування палеогеографічних і фаціальних умов осадонагромадження, особливо для потужних флішових і моласових товщ, а також інтерпретації певних питань тектоніки. Наприклад, наявність ієрогліфів на нижній поверхні шару свідчить про нормальне залягання порід і, отже, навіть в окремих відслоненнях ми можемо впевнено говорити про співвідношення стратиграфічних підрозділів, що його складають – світ, підсвіт, а також окремих шарів між собою, чи нормально вони залягають одна на одній, чи ні. Напрямок видовження механогліфів може дати чітке уявлення про характер і спрямованість підводних течій у басейні осадонагромадження, а також про його глибину.

За результатами вивчення скісної шаруватості порід, орієнтованих ієрогліфів течії та волочіння теж можна визначити напрям течій, що були в седиментаційному басейні а, відповідно, і напрям транспортування теригенного матеріалу та його фаціальний розподіл.

Наявність на поверхні шару гірських порід тріщин висихання чи слідів крапель дощу свідчить про те, що поверхня ще не затверділого осаду якийсь час перебувала над рівнем води, тобто була короткотривала перерва в седиментогенезі. Детальне вивчення ієрогліфів, утворених унаслідок зсунення ще не літифікованого осаду, може дати уявлення про кут нахилу дна в басейні седиментації, про тектонічні рухи та силу природних течій у ньому, а хвилеприбійні знаки на поверхні шару свідчать про невеликі глибини, скоріше про прибережні місця нагромадження порід – їхніх носіїв.

У процесі навчальної практики ознайомитися з численними і різними за походженням механогліфами можна буде під час вивчення неогенових розрізів Передкарпатського прогину, представлених моласами (особливо у воротиській та стебницькій світах), а також під час спостережень і описів відслонень, складених крейдовим і палеогеновим флішем.

Серед біогліфів розрізняють дві великі групи – зовнішні (або екзогліфи) і внутрішні (або ендогліфи). Екзогліфи трапляються на нижній або верхній поверхні шару, ендогліфи – всередині нього.

До біогліфів належать сліди пересування, тобто відбитки кінцівок чи тіла організму на м'якому осаді, різні нори та ходи тварин, що жили на дні, висвердлені нірки у твердих породах молюсками-літофагами, сліди розвитку (шкарлупа яєць та скам'янілі яйця

рептилій, скам'янілі екскременти – копроліти), отвори свердління гастроподами черепашок інших моллюсків, прижиттєві пошкодження з наступним заліковуванням, сліди загибелі тощо. Наука про сліди існування та життєдіяльності давніх організмів у різноманітних їхніх проявах є окремим напрямом палеонтології – палеоіхнологією.

Для визначення характеру палеоекології крейдового, палеогенового і неогенового басейнів Карпат викопні сліди життєдіяльності давніх організмів відіграють важливу роль. Вони трапляються досить часто в теригенних утвореннях на різних стратиграфічних рівнях і в усіх структурно-фаціальних зонах регіону. Крім того, іхнофосилії не можуть бути перевідкладеними або перенесеними здалеку без порушення початкової будови, що свідчить про їхнє переважання над фауністичними рештками.

Сліди життєдіяльності давніх організмів у крейдових, палеогенових та неогенових відкладах Українських Карпат і прилеглих прогинів є численними і різноманітними. Серед них переважають два типи – лінійні та зірчасті екзо- й ендогліфи.

У більшості випадків у Карпатському регіоні сліди життєдіяльності організмів складені тим же матеріалом, що й породи, які їх вміщують. Це свідчить про синхронність осадонагромадження та утворення сліду.

Якщо немає інших палеонтологічних документів у фліші, то саме сліди життєдіяльності давніх організмів дають змогу з'ясувати деякі особливості фізико-географічного і палеоекологічного середовища Карпатського геосинклінального басейну.

Під час проведення першої навчальної практики є змога ознайомитися з багатьма геологічними об'єктами (кар'єри-каменоломні, розрізи, відслонення тощо), які становлять безсумнівний інтерес для палеоіхнології та палеоекології. До таких об'єктів належать ділянки давнього кам'яного дна крейдового моря, складеного палеозойськими відкладами зі слідами свердління, миколаївські верстви з великою кількістю офіоморф, сліди хребетних у добротівських верствах – одна з унікальних пам'яток неживої природи в світі, численні і різноманітні сліди життєдіяльності у флішових товщах Карпат та ін. (т. с. 27, 28).

### 1.3. Подільська плита

Найповніше осадовий чохол південно-західного краю Східноєвропейської платформи на поверхні представлений у Подільському Придністер'ї (долина Дністра та його допливів), яке геологічно виділене як Волино-Подільська плита, або Придністерська зона перикратонних занурень платформи. Глибоко врізаючись у Подільську височину, Дністер та його допливи утворюють живописні долини й каньйони, у яких відслонені різновікові відклади – від архейських до четвертинних.

Породи кристалічного фундаменту, що представлені головню мігматитами, гнейсами, кристалічними сланцями і метаультрабазитами бузько-дністерської та подільської серій (AR–PR<sub>1-2</sub>), прорвані подільським комплексом апліто-пегматоїдних гранітів (відслонені східніше Могилева-Подільського). На північному заході (Бучач, Монастирська, Бережани) фундамент занурений на глибину близько 2 км.

Осадові комплекси різко незгідно залягають на кристалічних породах фундаменту і представлені верхньодокембрійськими (венд), палеозойськими (кембрій, ордовик, силур, девон), мезозойськими (юра і крейда) та кайнозойськими включно з різного віку алювіальними терасами Дністра.

Найдавніші осадові та осадово-вулканогенні відклади тут складені верхньопротерозойськими осадовими товщами, які розділені на три серії: поліську (рифей) та волинську і валдайську (венд).

*Поліська серія* представлена товщею дрібнозернистих піщано-алевритових порід з характерним червонувато-фіолетовим забарвленням. Структурно вони належать нижній частині розрізу Волино-Оршанського авлакогену, структурний комплекс якого в середньому Подністер'ї не виявлений.

*Волинська серія* складена вулканогенними породами основного складу. Найповніші її розрізи пов'язані зі згаданим авлакогеном. На заході Поліського Подністер'я виділяється 40-метровий пласт базальтів, який залягає безпосередньо на кристалічному фундаменті (м. Бучач).

*Валдайська серія* має значне поширення. З перервою вона залягає на еродованій поверхні кристалічного фундаменту та вулканітах волинської серії. Перехід до кембрійських відкладів переважно поступовий, згідний і лише місцями можна спостерігати сліди



нетривалої перерви. Нижня частина розрізу серії має грубоциклічну будову (потужності ритмів – 5–15 м). У ній виділяють декілька світ (*могилівську, яришівську та нагорянську*), кожна з яких охоплює низку шарів. Верхня частина серії складена товщею тонкоперешарованих піщано-алевритово-глинистих утворень з характерними хвилястими поверхнями. Вони об'єднані в *канилівську світу*. Такі особливості розрізу верхнього валдаю зберігаються на значній території південно-західного периклінального закінчення Східноєвропейської платформи – від Балтики до Чорного моря. На Волино-Поділлі потужність цих відкладів не перевищує 350 м і збільшується на південь, де в Західному Причорномор'ї досягає 1500 м.

У Придністер'ї валдайська серія представлена в багатьох відслоненнях берегових круч Дністра та долинах його лівих допливів на схід від м. Могилів-Подільський на відстані майже 150 км. Маршрутне ознайомлення з розрізом можна почати з р. Ушиці, де відслонені породи верхньої частини нижнього валдаю.

*Кембрій* у розрізі Придністер'я представлений незначним фрагментом потужної (900 м) товщі. Вона залягає на валдаї й утворена декількаметровою товщею пісковиків базального рівненського горизонту, який, відповідно, перекритий тут шаром середнього-верхнього ордовіку. Потужності відкладів та їхня стратиграфічна повнота зростають у західному напрямі й досягають максимальних значень у Львівському прогині. Це переважно теригенні відклади, що розділені на дві серії – балтійську (глинисту) і бережківську (піщану). Нижня частина розрізу (*рівненський горизонт*) складена глауконітовими пісковиками, які вище змінюються аргілітами (*стохідська світа*) і піщано-глинистими утвореннями *обзирської світи*. Розріз слабко схарактеризований фауністично, тому стратиграфічні межі між відділами проведені дуже умовно.

У цілому початок кембрійського періоду пов'язаний із зануренням території, успадкованого від валдайського часу, та продовженням осадонагромадження. З середнього кембрію територія басейну зменшувалася, берегова лінія зміщувалася до заходу. Тут в умовах узбереж відкладалися мономінеральні кварцові еолові піски з характерною скісною шаруватістю. Найповніший розріз кембрію зберігся в південно-західній частині перикратону на межі з мобільним поясом.

*Ордовік* представлений теж фрагментом загального регіонального розрізу – лише верхньою його частиною. Це малопотужний (до 7 м) *молодовський горизонт*, що за віком належить до пізнього карадоку.

Особливістю цієї товщі (піщанисті вапняки, які переходять у вапнякові пісковики) є те, що його формування супроводжувалось одночасним розмивом і руйнуванням попередньо утворених порід та перевідкладенням у них решток фосилізованих організмів з наступним їх захороненням із пізнішим бентосом. Через те в ньому хаотично поширені черепашки брахіопод, гастропод та ін. Цей своєрідний шар відслонений по обох берегах Дністра на невеликій ділянці в районі с. Молодове.

На заході Волині потужність цієї товщі досягає 85 м. Тут вона представлена пісковиками тремадоку та різними вапняками і мергелями усіх наступних ярусів, аж до карадоку включно. Ця (карбонатна) частина розрізу схарактеризована багатою морською фауною (переважно брахіоподами, наутилоїдеями та трилобітами).

Упродовж майже всього ордовіцького періоду цей район належав до складу мілкого шельфу Західноєвропейського морського басейну і був єдиною так званою Скандинавською зоогеографічною провінцією.

*Силур* на південному заході України утворює майже суцільний покрив, який трансгресивно залягає на ордовіку, кембрії та валдаї. Потужність силурійських відкладів збільшується у південно-західному напрямі від 400–500 до 700 м (на південному заході Волині). Ці відклади представлені двома основними літофаціальними полями морських відкладів: фації зони мілководного шельфу та глибоководної (близької до батіальної). Мілководні утворення складені грудкуватими глинистими вапняками з прошарками кристалічних вапняків, мергелів та доломітів, а також туфів. Тут виявлені численні рештки фауни: брахіопод, коралів, строматопороїдей, криноїдей, трилобітів, остракод, конодонтів та інших фауністичних груп.

Силурійський етап розвитку території зв'язаний з існуванням на ній значного за розмірами шельфу Західноєвропейського морського басейну. Осадонагромадження тривало впродовж уїнлоцького, лудловського і пшедольського часу й виявилось формуванням значної товщі глинисто-карбонатних порід. Дністер перетинає цю силурійську товщу впоперек простяганню шарів упродовж 100 км – від с. Наддністрянка на сході до околиць Заліщиків на заході. Тут послідовно розкривається увесь розріз силуру з нижньою і верхньою межами. Згідно з єдиною стратиграфічною шкалою яруси силуру прийняті у таких стратиграфічних обсягах: ландоверський – умовно теремцівські верстви та низи рестівських верств; уїнлоцький – китайгородський,

мукшинський і умовно устівський горизонти (в першому з них рестівські, демшинські, мар'янівські і черченські шари); лудловський – малиновецький горизонт (конівські, сокільські та гринчуківські шари); пшидольський (сокальський) горизонт (з ісаківськими, рашківськими і дзвіногородськими шарами).

*Ландоверський ярус* виявлений лише в окремих місцях на Дністрі (потужністю до 2 м), де він складений піщано-глинистими вапняками з прошарками гравелітів.

*Уінлоцький ярус* представлений вапняковими аргілітами, мергелями з пластами органогенних кристалічних вапняків (китайгородський горизонт). Вище виступають масивні кристалічні, місцями доломітизовані вапняки з біогермами і біостромами мукшинського горизонту. Характерна фауна: строматопороїдеї, корали, брахіоподи, моховатки, остракоди, трилобіти, конодони, водорості та інші групи організмів. Устівський горизонт – це переважно доломітові мергелі та глинисті доломіти. Загальна потужність уінлоку – до 130 м.

*Лудловський ярус* складений грудкуватими вапняками з прошарками кристалічних відмін карбонатів. Фауністичні рештки – брахіоподи, корали, строматопороїдеї, криноїдеї, остракоди, конодони. Потужність у Дністерсько-Прутському межиріччі збільшується від 100 м на півночі і до понад 200 м – на півдні.

*Пшидольський* (постлудловський) *ярус* у підшві представлений шаром доломіту. Вище є строматопорові, рідше грудкуваті і доломітизовані вапняки. Вони чергуються з мергелями та аргілітами. Звичайно трапляються туфогенні прошарки. Комплекс морської фауни аналогічний до підстильних верств. Потужності товщі – близько 200–300 м з тенденцією зростання на південний захід.

Упродовж силурійського часу простежувалася тенденція до платформного осадоагромадження з деяким впливом сусідньої мобільної субгеосинкліналі Пракарпат. Цей вплив відчувався на окремі періодах. Зокрема, в уінлоцькому часі на фоні загального спокійного занурення басейну його східна периферія ускладнювалася відчутними коливаннями.

Прошарки тонкого вулканогенного матеріалу в нижньому силурі Волино-Поділля пов'язані, очевидно, з експлозивною діяльністю арденської фази каледонського діастрофізму в суміжній геосинкліналі.

Лудловський (малиновецький) вік характеризувався нормальними морськими умовами з утворенням переважно грудкуватих вапняків та мергелів. Теплий клімат відкритого моря сприяв розвитку

органічного світу, особливо в пізньосилурійську епоху, коли на зміну брахіоподам виникли багаті морські біоценози з пишним розвитком кселентарат. Корали, розростаючись, часто утворювали біогерми, брахіоподи формували нагромадження, що з часом перетворювались у черепашкові вапняки. Часті прошарки туфогенного матеріалу свідчать про активну вулканічну діяльність у Пракарпатах.

В пшидолський вік (скальський час) територія продовжувала компенсційно занурюватися з нагромадженням карбонатних відкладів відкритого моря. Кінець силурійського періоду на південно-західному перикратонному зануренні платформи позначився певними змінами з огляду на розділення єдиного шельфу: край платформи нерівномірно занурювався і на початок девону визначився виокремлений розвиток частин дещо зміненого басейну за загального його відступу на захід.

*Девон* на південно-західній окраїні Східноєвропейської платформи представлений у повному стратиграфічному обсязі системи. Проте в Подільській частині каледонський цикл тектогенезу завершений нижньодевонською сіроколірною флішоподібною товщею тиверської серії. Ці утворення згідно залягають на ерозійній поверхні відкладів силуру. Загальний нахил шарів – у південно-західному напрямі, як і всього палеозойського комплексу. В цьому ж напрямі зростають стратиграфічна повнота і потужності девону (до 3000 м): від наймолодших під мезозоем на сході до найдавніших – на заході території.

Нижній відділ девонської системи складений карбонатно-теригенними морськими породами *жєдинського ярусу* (тиверська серія – 475 м) та глинисто-піщаними червоноколірними континентальними осадами *зігенсько-ємського ярусів*. Ці породи виходять на поверхню лише на Дністрі: перша з серій – від с. Дністрового до Заліщиків, а друга – від Заліщиків до с. Нижнева.

*Тиверська серія* складена сірими аргілітами та мергелями з прошарками вапняків. Уверх по розрізу зростає кількість піщаного та алевритового матеріалу і колір порід набуває червонуватого забарвлення. Нижня вапняково-мергельна частина (*борцівський горизонт*, до 250 м) переповнена мушельками брахіопод; середня, аргіліт-алевролітова, містить численні пелєциподи і тентакуліти (*чортківський горизонт*, до 135 м), а верхня, піщано-алевролітова, – пелєциподи та великі остракоди (*іванівський горизонт* – до 125 м).

У жединському віці раннього девону єдиний шельф Західноєвропейського силурійського моря почав розпадатися, його відділив від Прибалтійського Ковельський виступ. Відкритий до заходу морський басейн почав зменшуватись і на зігенсько-емський час Дністерський перикратон був розділений на дрібніші басейни.

Молодших відкладів палеозою на Подільському піднятті нема.

Утворення *мезозою* залягають на палеозойських товщах незгідно і складені юрськими та крейдовими утвореннями.

*Юрські* відклади у природних відслоненнях представлені лише верхнім відділом (мальм), де доломіти і вапняки виявлені у кількох відслоненнях північно-західної частини регіону. Вони виходять на денну поверхню по берегах Дністра між Незвиськом та Устям Зеленим, а також по р. Золотій Липі. Утворення середньої юри (догеру) розкриті низкою свердловин.

Відклади *крейдової* системи на Подільському піднятті стратиграфічно незгідно перекривають юрські та палеозойські комплекси, охоплюючи досить великі простори від Полісся до Причорномор'я. Розвинуті вони у складі верхньоальбського під'ярусу і сеноманського ярусу, а в північно-західній частині регіону біля межі із Львівським прогином (басейн Золотої Липи) також і туронського, коньякського, сантонського, кампанського і маастріхтського ярусів. Морська трансгресія крейдового часу свого максимуму досягає в пізній крейді. Вона виявилась у розвитку типових периплатформних басейнів. На заході, у примезових з геосинклінальним прогином районах їхні потужності перевищують 1000 м. У басейнових прогинах відбувалося теригенне і біогенне осадоагромадження (карбонатні мули з органогенно-уламкового матеріалу). В деяких місцях зафіксовано фосфоритоутворення та відкладення діатомових мулів. Пізніший час (післясеноманський) відзначений утворенням більш глибоководних осадів (крейдоподібні вапняки і мергелі з кременистими стяжіннями).

У верхах верхнього альбу–низах сеноману добре виражений базальний шар, складений гравелітами, конгломератами і польовошпатово-кварцовими пісковиками зі стяжіннями вапняків і фосфатизованими мушельками. Найкраще базальні верстви верхів верхнього альбу (*alb<sub>3</sub>*<sup>3</sup>) відслонені біля смт Мельниця Подільська в с. Худиківці, біля поромної переправи.

Верхньоальбські відклади мають дуже обмежені площі розвитку в басейні р. Нічлави. Для верхнього альбу характерна пачка “спонгієвих силіцитів” (до 2 м) з невеликим вмістом уламкового матеріалу та

глауконіту. Своєрідною екзотикою тут є пласт монолітного халцедоноліту до 2 м товщини – продукт метасоматичного заміщення кремнеземом великозернистого вапняку. В басейні нижньої течії Серету простежуються моховатко-ехінодерматові вапняки як окрема літофація.

Нижній сеноман складений піщано-гезовими утвореннями в пацці від 1 до 20 м. Це кристобаліт-халцедонові гези і спонголіти. З органічних решток у них трапляються великі офіоморфи та інші сліди життєдіяльності ракоподібних, а також кристобалітові спікули й амфідонтові халцедоноліти. Верхньосеноманські утворення з перервою лежать на нижньосеноманських. Вони представлені глауконіт-кварцовими пісками або глауконітитами з прошарками спікулітів. Піски збагачені фосфором (до 5%). На них незгідно залягають кременисті породи (0–15 м), складені великими кавернозними стяжіннями спонголітів і брилових халцедонолітів, що вміщені в трепелово-глинисту масу. Глиниста маса – це суміш приховано-кристалічних силіцидів, які є продуктом глибокого хімічного перетворення під впливом звітрування в континентальних умовах (пізня крейда–палеоген) верхньосеноманських кремнеземистих вапняків. Вище залягають товщі писальної крейди і крейдоподібних мергелів.

Характерною для крейдового розрізу можна назвати ту особливість, що значне місце в ньому посідають фосфоритоносні пісковики (відслонення в Городенці, Незвиську і Нижневі), моховатко-голкошкірові, органогенно-детритові вапняки (Добрівляни, Касперівці, Колодрібка, Устя, Михалків), опоки, спонголіти, гези (Пилипче, Малинівці, Бокота), іноцерамові вапняки (Лядава).

*Палеогенових відкладів у Подністер'ї нема.*

*Неоген* представлений головно *міоценом*. Це різнофаціальні морські, лагунні і рідше континентальні утворення гельветського, баденського та сарматського ярусів. У межах Середнього Подністер'я їхня товщина сягає 80 м, збільшуючись до Передкарпатського прогину. Західніше Серету де-не-де трапляються піски та пісковики гельветського часу, а також вапняки і мергелі з численними рештками прісноводних пелеципод (Бережанські верстви). На решті території неоген представлений баденським ярусом потужностями до 56 м. У низах – це фаціально мінливі піскуваті та вапняковисті утворення з численними рештками безхребетних організмів. Найхарактерніші утворення пізньобаденського віку – літотамнієві вапняки, які часто є як рифоутворювачі (Товтрове пасмо). Рифи тут складені багряними

водоростями, моховатками, коралами, серед яких досить добре почували себе молюски, голкошкірі та різноманітні серпуліди. Літотамнієві вапняки до сходу заміщені прибережними фаціями, а уверх по розрізу – зеленкуватими пісками з ервіліями.

Отже, *міоценові відклади* Волино-Подільської плити складені різнофаціальними морськими, лагунними і частково континентальними осадами середнього і верхнього міоцену. Вони залягають на розмитій поверхні крейдових або ще давніших відкладів і перекриті четвертинними утвореннями.

Середній підвідділ міоцену Волино-Поділля представлений гельветськими (отнанг–карпатій) і баденським ярусами, відклади яких розчленовують на дрібніші, тобто регіональні і місцеві стратиграфічні підрозділи – горизонти, світи, шари. В околицях Львова неогенові відклади лежать на еродованій поверхні верхньої крейди, представлені тут мергелями маастрихту. Зведений розріз неогену складений знизу доверху такими утвореннями: 1– мергелі маастрихту; 2 – чергування різнозернистих кварцових пісків, пісковиків і піскуватих глин з включеннями літотамнієвих жовен та рослинних решток. Аналоги нагорнянських верств: 3 – пісковики баранівських верств; 4 – кварцово-глауконітові скісношаруваті піски і пісковики зі скременілою деревиною (*a*), прошарками бентоніту (*b*) миколаївські верстви; 5 – літотамнієві вапняки нараївських верств; 6 – піски, пісковики – ростоцинські (лисиницькі) верстви; 7 – вапняки, піскуваті вапняки – кривчицькі верстви; 8 – різнофаціальна товща: *a* – кварцово-глауконітові піски і пісковики кайзервальдських верств, *b* – кварцові піски підгірських верств, *c* – прошарки карбонатних глин з *Chlamys elini*, *d* – ратинські вапняки, *e* – лінзи та гнізда гіпсу, *f* – глини з *Cibicides certus*, *Bulimina subulata* та ін. (Кортумова гора, Клепарівське підняття); 9 – літотамнієві вапняки – тернопільські верстви; 10 – перевідкладені піски і пісковики з обкатаними черепашками середньоміоценових молюсків (Кортумова гора).

*Нагорнянські верстви* представлені кварцово-глауконітовими ясно-сірими з зеленкуватим відтінком пісками і пісковиками. Вони містять прошарки піскуватих вапняків та включення чорних крем'яних гальок. Назва походить від с. Нагоряни (Монастириський р-н Тернопільської обл.). Схарактеризовані верстви бентосними форамініферами *Florilus boneanus* (O r b.) і *Ammonis beccarii* (L.), а також молосками *Rzehakia socialis* (R z e h a k), *Nucula nucleus* L., *Leda fragilis* (C h e m), *Corbula gibba* O l. та ін.

*Баранівські верстви* виділені в околицях с. Баранова Бережанського району Тернопільської області, де найповніше розвинені. Вони трансресивно лежать на нагорянських верствах або ще давніших утвореннях. Товщина цих верств не однакова у різних місцях і змінюється від декількох сантиметрів до 1 м і більше. Верстви представлені піщаними, мергелисто-піщаними, мергелистими утвореннями з гніздами, лінзами та прошарками літотамнієвих вапняків (так званий літотамнієвий горизонт) з великою кількістю палеонтологічних решток, серед яких є двостулкові молюски, морські їжаки, корали, остракоди, форамініфери та ін. Двостулкові молюски представлені видами *Pseudomussium corneum denudatum* (R e s), *Pecten solarium* L a m., *Chlamys kocheni* (F u c h s), *Cardium baranovense* Н і l b., брахіоподи – *Terebratulina grandis* (B l u m.), форамініфери представлені родами *Textularia*, *Quinqueloculina*, *Cibicides*, *Globigerina*, *Globorotalis*, *Bulimina* та ін.

*Миколаївські верстви* найповніше представлені в околицях м. Миколаєва Львівської області. Знизу доверху тут відслонені: 1 – скісношаруваті ясно-сірі пухкі кварцові пісковики, що завершуються шаром (до 1,5 м) досить щільного серпулідомоховаткового пісковика з великою кількістю решток бентосних форамініфер родів *Guttulina*, *Cibicides*, а також остракод, уламків моховаток, трубочок серпулід та голок морських їжаків; 2 – скісношаруваті ясно-сірі пухкі кварцові пісковики і піски з численними рештками різноманітних форамініфер родів *Cibicides*, *Discorbis*, *Elphidium*, вапнистими трубочками серпулід (*Serpula gregalis* E i c h w., *Ditrupa corneal.*), остракод, моховаток та нірок крабів; 3 – сірі, жовтяво-сірі, тонкошаруваті пухкі пісковики з черепашками великих форамініфер; 4 – пачка вапнистих пісковиків і органогенно-детритових вапняків з багряними водоростями та прошарками глин з рештками форамініфер і остракод.

*Нараївські верстви* найліпше представлені в околицях с. Нараєва Бережанського району Тернопільської області і складені органогенно-детритовими вапняками з багряними водоростями та мергелистими глинами. Лежать вони на миколаївських верствах, давніших утвореннях неогену або ж безпосередньо на верхньокрейдових відкладах. Перекриті лисиницькими або кривчицькими верствами. Вміщують різноманітні та великі комплекси різних фауністичних решток, зокрема молюсків *Ostrae digitalina* D u b., *Ostrae gryphoides* S c h l o t h., *Gryphaea cochlear* В r o c c., (В r o c c.), *Pecten besseri* A u d r., *Cardium*



*praeechinatum* H i b b., *Amussium cristatum* F o n t., а також форамініфер, остракод.

*Лисиницькі верстви* найповніше представлені в околицях с. Лисиничі (східна околиця м. Львова). Вони складені ясно-сірими кварцовими, кварцово-глауконітовими пісками, вапнистими пісковиками й органогенно-детритовими породами, що залягають на нараївських верствах (або другому літотамнієвому горизонті) і перекриті кривчицькими верствами (або ервілієвим горизонтом). У лисиницьких верствах часто трапляються молюски родів *Nucula*, *Leda*, *Glycymeris*, *Chlamys*, *Cardium*, *Ostrea* та форамініфери. Лисиницькі верстви ще відомі під назвою розточинські верстви.

Над лисиницькими залягають *кривчицькі верстви*. Це тоненький шар (5–30 см), складений вапняками, вапнистими пісковиками, піскуватими глинами, що вміщують велику кількість черепашок і ядер двостулкових молюсків. Серед них переважає породоутворювальний вид *Ervillea pusila* P h i l, внаслідок чого кривчицькі верстви ще називають ервілієвим горизонтом. Він є маркуючим у розрізах міоцену Волино-Поділля. Крім того, тут також виявлені *Nucula nucleus* L., *Cardium praeobsolatum* L o m n.

Над кривчицькими верствами, залежно від місця розташування розрізу, залягають різнофаціальні відклади. Це можуть бути кварцово-глауконітові піски і пісковики *кайзервальдських шарів*, кварцові пісковики *підгірських верств*, гіпси й ангідрити *тираської світи*, *ратинські* вапняки. У верхній частині розрізу на пісковиках підгірських шарів лежать *тернопільські верстви*, представлені різнофаціальними вапняками, в тому числі літотамнієвими і біогермними вапняками подільських товтр. Тернопільські верстви схарактеризовані великим і багатим за видовим складом комплексом переважно мілководних молюсків, серед яких численні види роду *Chlamys*, а також представники родів *Gryphaea*, *Ostrea*, остракоди, рештки моховаток, морських їжаків і різноманітних форамініфер.

Тернопільські верстви в околицях Львова перекриті пісками і пісковиками, які утворилися внаслідок перевідкладення середньо-міоценових відкладів, про що свідчать знайдені в них численні обкатані черепашки і ядра середньоміоценових молюсків. Ці утворення найповніше відображені на Кортумовій горі.

*Сарматський ярус* представлений рифовими утвореннями, які сформували Товтрове пасмо. У вигляді вузької смуги воно простягається від м. Броди до верхів'їв Збруча і далі на південний схід

уздовж р. Смотрич та по лівому березі Пруту, переходячи у Молдову. Головною морфологічною формою Товтр є вузьке пасмо, видовжене по простяганню літотамнієвої зони і підняте на 50–60 м над прилеглою територією. Воно складається з окремих частин – конусоподібних підвищень з пологими схилами. Рельєф схилів ускладнений проявами карсту. Сам риф виник на літотамнієвому фундаменті за активної участі моховаток і червів (серпулід) приблизно на відстані 25–30 км від берега палеобасейну, що містився на південному заході. Загальна потужність міоцену на Поділлі досягає 100 м.

*Четвертинні* відклади у Подністер'ї представлені двома генетичними типами – лесами та алювієм терас Дністра і його допливів. Лес поширений на Подільському плато та правобережній придністерській рівнині. Руслові річища та заплавні піщано-глинисті відклади маркують пліоценові (надканьйонні) тераси висотою понад 150 м і плейстоценові (шоста або перша надзаплавна) тераси та заплаву; вони ж утворюють схили і вистеляють дно каньйону середньої течії Дністра.

## **1.4. Методика проведення геологічних маршрутів**

### **1.4.1. Правила заповнення форм первинної геологічної документації**

*Загальні правила.* Всі записи повинні бути чіткими, лаконічними, щоб не виникало труднощів під час їхнього читання. Записи повинні мати однакову форму і послідовність перерахування ознак описуваного об'єкта, їх треба виконувати простим олівцем. Використання хімічних олівців і різноманітного чорнила (в тому числі і фломастерів) заборонено. У всіх формах документації, щоб уникнути затирання записів, потрібно залишати поля з зовнішнього боку аркуша. Рекомендують усі дані про номер точки спостереження, взірці, проби, елементи залягання виділяти з тексту окремим рядком або умовним знаком (якщо для них не передбачена фіксація в спеціальних графах форми документації). Всі сторінки щоденників, пікетажних книжок та журналів повинні мати наскрізну нумерацію.

*Журнал взірців* треба оформляти у вигляді книги в твердій палітурці. Першою є титульна сторінка, далі (на розвороті)

розміщують реєстраційні дані. Журнал взірців призначений для реєстрації всіх видів взірців і проб, відібраних упродовж польового періоду під час маршрутів, опису відслонень та гірничих виробок. Його заповнюють щоденно після маршруту; записи, роблять кульковою ручкою. Бажано, щоб записи в ньому вів один студент.

*Супроводжувальні етикетки* необхідно робити із щільного паперу форматом 10 x 10 або 13 x 10 см. Етикетки заповнюють на місці відбору взірця. Заповнення етикетки обов'язкове для сипких та слабозцементованих порід. Для міцних порід у польових умовах допустимо писати номер тушшю або кульковою ручкою на лейкопластирі, наклеєному на взірець. Така нумерація раціональна, особливо в разі відбору орієнтованих взірців, коли, крім номера, необхідно вказати орієнтування взірця. Далі на кожен взірець заповнюють етикетку. Номер взірця дублюють на папері, в який загорнутий взірець, або на геологічному мішечку.

*Польова книжка (щоденник)* є головним первинним документом реєстрації усіх видів геологічних спостережень (власне геологічних, розшукових, геоморфологічних тощо). Її виготовляють обсягом 100 аркушів у твердій палітурці яскравого кольору, щоб добре було помітно на відслоненні. Задня обкладинка повинна мати клапан. На третій сторінці обкладинки розміщують кишеню, з внутрішнього боку клапана – утримувач для олівця. Розміри щоденника: 12 x 18 см (для кишені) або 13 x 20 см (для польової сумки). Інші формати не рекомендовані. У кінці щоденника влітають 6–10 аркушів міліметрового паперу. На звороті обкладинки розміщують перелік ознак, обов'язкових для спостережень.

Приклад етикетки

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ

Львівський національний університет імені Івана Франка

Геологічний факультет

Навчальна практика з загальної геології. Бригада № \_\_\_\_\_

Район робіт \_\_\_\_\_

ВЗІРЕЦЬ № \_\_\_\_\_

Місце відбору \_\_\_\_\_

Польове визначення \_\_\_\_\_

“\_\_\_\_” \_\_\_\_\_ 200\_ р.

\_\_\_\_\_  
(прізвище студента, який відібрав узірець)

Приклад оформлення титульної сторінки  
Львівський національний університет імені Івана  
Франка  
Геологічний факультет  
Бригада № \_\_\_\_\_  
Щоденник № \_\_\_\_\_

Прізвище, ім'я, по батькові дослідника \_\_\_\_\_

Розпочатий \_\_\_\_\_ Закінчений \_\_\_\_\_

З пункту № \_\_\_\_\_ до пункту № \_\_\_\_\_

У випадку втрати щоденника, прохання повернути його за винагороду за адресою: 79005, м. Львів, вул. Грушевського, 4, геологічний факультет.

ЗМІСТ

Дата	Номер маршруту	Район робіт	Номер точок		Сторінки
			від	до	

Зміст щоденника розміщують на наступній після титульної сторінці.

На третій сторінці щоденника розміщують умовні позначення до зарисовок, список прийнятих скорочень і необхідні зауваження. У разі потреби далі можна розмістити допоміжні таблиці: визначення істинної товщини, глибини залягання похилих пластів, поправки до кутів падіння в разі перетину шарів не перпендикулярно до їхнього простягання.

Записують спостереження тільки на *правій стороні* щоденника. Тут же зазначають відібрані проби та взірці.

Перед описом маршруту в правому верхньому куті сторінки записують дату проведення маршруту: число, місяць, рік, день тижня.

Посередині сторінки ставлять маршрут №, нижче записують район проведення маршруту та його мету. Кожному виконавцю необхідно виділити свою серію номерів точок спостережень. Номер точки спостережень розміщують ліворуч в окремому рядку (т. с. 35). Прив'язку точки спостереження до місцевості або до попередньої точки розташовують нижче її номера. Опис точки спостереження починають з нового рядка. Номери взірців та проб рекомендовано записувати праворуч в окремому рядку, відразу ж після опису породи, з якої його відібрано.

Виміри елементів залягання виділяють в окремий рядок. У кінці опису кожного маршруту повинні бути висновки.

На лівій сторінці щоденника роблять допоміжні записи. На неї записують: зарисовки відслонень, номери фотографій, схему відслонення, розташування фотографій та ін. Тут же наводять міркування і висновки дослідника, які виникли в процесі спостережень і потребують подальшого підтвердження.

### 1.4.2. Маршрутні спостереження

Наземні маршрутні спостереження передбачають опис як природних, так і штучних відслонень. До штучних належать копанки, шурфи, канали, неглибокі свердловини. Необхідність у проведенні таких робіт виникає під час проведення маршрутів (польових робіт) у межах закритих (задернованих) теренів або в місцях недостатньої для цього масштабу робіт відслоненості корінних (дочетвертинних) порід. У цьому разі зазначають характер штучного відслонення, при їх системі (сітці), або декількох – зазначається їх взаємне розташування, відстань між ними, тобто дають їхню точну прив'язку.

*Прив'язку району маршруту* виконують у такому вигляді, щоб його можна було знайти на карті фактичного матеріалу.

З цією метою зазначають ділянку району, де проводять маршрут (басейн ріки, струмка, урочище та ін.). Обов'язковим є наявність цих географічних об'єктів на топокарті.

Під час проведення робіт із застосуванням аерофотознімків (АФЗ) у прив'язці зазначають їхні номери.

*Прив'язку початку маршруту* проводять щодо чітко визначених елементів рельєфу і постійних елементів топографічної ситуації, створених діяльністю людини (дороги та ін.). У тих випадках, коли маршрут проводять з використанням АФЗ, прив'язку початку маршруту виконують після орієнтування і наколення початкової його точки на АФЗ. Можна задати координати початкової точки.

*Приклад:* Маршрут № 18 проходить у районі височини Довгої. Мета: вивчення взаємовідношень вапняків і сланців голулівської світи. Маршрут починається на злитті струмків, складових р. Білої.

*Опис маршруту* передбачає фіксацію всіх спостережень, які виконують над геологічними об'єктами, геоморфологічними елементами, а також висновків, яких доходить геолог у процесі маршруту. У ході маршруту описують геологічні утворення та їхні тектонічні елементи, виконують розшуки корисних копалин, збирають рештки

викопної фауни та флори, а також матеріали для з'ясування природи розміщених у зоні маршруту контурів, віддешифрованих на АФЗ, геофізичних та геохімічних аномалій (їхній зв'язок з геологічними тілами, структурами і речовинним складом тіл), відбирають необхідні взірці, проби та ін.

Відповідно до наведених вище рекомендацій опис маршруту – це, як звичайно, досить довгий текст, який для зручності в разі використання розділяють на частини за змістом.

Текстуально поділ опису на самостійні частини фіксують у вигляді точок спостереження. Кожна точка охоплює запис безпосередньо на місці, а також запис за ходом між точками.

Рекомендовано спочатку записувати спостереження в точці, а пізніше – спостереження за ходом до наступної точки, відраховуючи метраж від описаної точки.

Точки спостереження (у тім числі й корінні відслонення) нумерують послідовно протягом усього польового періоду. Змінювати нумерацію точок спостереження в процесі камерального опрацювання заборонено.

*Зарисовки та фотографування.* У разі компонування фотокадру суттєвим є правильний вибір об'єкта знімання, від положення якого значно залежить якість фотографії.

Для з'ясування розмірів геологічних об'єктів у кадр треба помістити лінійку, коробку сірників, монету, геологічний молоток з поділками на ручці або інший предмет стандартного розміру.

Фотографія відслонення не може цілком замінити його зарисовку. Польову графічну документацію виконують на лівій сторінці польової книжки навпроти відповідних фактологічних нотаток з правої сторони. Польові рисунки роблять у вигляді ескізів, спрощених схем, геологічних профілів, на яких усі другорядні деталі не відображають, а виокремлюють тільки головні. Наприклад, деталь відслонення, структура або текстура породи, орієнтоване положення всіх видів палеонтологічних решток, вираженість якогось шару в рельєфі, характер співвідношення між верствами, форма інтрузивного тіла, тектонічні порушення.

Зарисовки треба виконувати ретельно, олівцем з масштабом або зазначенням розмірів зображеного об'єкта. Рисунок повинен бути орієнтованим за допомогою зображення стрілкою із зазначенням сторін світу або і в градусах азимуту простягання фронтальної

поверхні відслонення рисунка, мати умовні позначення і чіткий підпис, який би відображав головний зміст цього графічного зображення. Зарисовка повинна бути узгоджена з нотатками і супроводжуватись адресою. На рисунку треба позначити номери описаних верств, місця відбору взірців, знахідок фауни, місця заміру елементів залягання, вікові індекси шарів тощо. Для зарисовок ліпше використовувати м'які олівці. У разі камерального опрацювання матеріалу з потрібних зарисовок роблять копії для звіту.

### **1.4.3. Опис відслонення (точки спостереження)**

Кожне відслонення, описане в польовому щоденнику, повинно мати порядковий номер, наприклад: точка спостереження (т. с.) 17. Усі точки спостережень (на великому відслоненні їх може бути декілька) потрібно описувати на місці (біля відслонення) у такій послідовності.

*Прив'язка точки* (точна адреса): азимут і відстань до добре помітних на місцевості вершин, меандра ріки, перехрестя доріг та інших об'єктів, її положення щодо рельєфу (підніжжя схилу, уступ річкової тераси, кар'єр тощо).

*Тип відслонення* (скельний вихід, вимивання, стінка каменоломні), його експозиція (наприклад, простягання з ПдЗ на ПнС), розміри (довжина, висота) й оцінка того, що воно справді є корінним виходом, а не зсувом чи окремою зсунутою брилою.

*Загальна характеристика відслонених порід.* Наприклад, однорідна товща пісковиків; шарувата товща, складена пісковиками, алевролітами та аргілітами; фрагмент вулканічного покриву базальтів; інтрузивне тіло.

Стратифіковані відклади описують пошарово, знизу вверху, починаючи від найдавніших і закінчуючи молодими, причому кожен шар позначають буквою або цифрою. Якщо відслонення складене перешаруванням одноманітних порід, то опис можна давати в узагальненому вигляді. У випадку великої потужності відслонених відкладів і значної складності в їхній будові головну увагу приділяють опису характеру перешарування: є воно рівномірним (ритмічним) чи нерівномірним; зазначають товщину окремих шарів і, у випадку ритмічної будови ритмів, записують, як змінюється товщина окремих шарів та цілих ритмів до верху за розрізом.

Осадкові породи треба описувати за такою схемою:

а) НАЗВА ПОРОДИ;

б) ЗАБАРВЛЕННЯ ПОРОДИ на свіжому зламі і на звітреній поверхні (його відтінок, інтенсивність, розподіл у породі: рівномірний, плямистий, смугастий); можлива причина забарвлення;

в) СТРУКТУРА ПОРОДИ – розмір компонентів, з яких складається порода, рівномірність зернистості (в уламкових породах – ступінь сортованості), форма та обкатаність компонентів (в грубоуламкових породах), зміна структури у взірці (по розрізу шару);

г) ТЕКСТУРА ПОРОДИ – тип шаруватості, знаки брижів, тріщин всихання, відбитки крапель дощу, зліпки борозни розмиву, сліди повзання і заривання організмів тощо.

д) СКЛАД (в уламкових породах необхідно описувати окремо склад уламків та склад цементу);

е) МІЦНІСТЬ І ПОРИСТІСТЬ породи та вираженість її в мікро-рельєфі;

є) ВКЛЮЧЕННЯ (конкреції, рідкісна галька, рослинний детрит та ін.) зазначають розмір, форму, кількість та розподіл включень у шарі;

ж) ВТОРИННІ (постседиментаційні) ЗМІНИ (тріщинуватість, кліваж, сланцюватість, перекристалізація, окиснення, гідратація, скременіння, карбонатизація, руйнування польових шпатів тощо);

з) СПИВВІДНОШЕННЯ описуваного шару з підстильною верствою (межа хвиляста, різка, чітка або неясна, розпливчаста; згідне або незгідне залягання);

и) ТОВЩИНА складеного породою шару;

і) ВИКОПНІ ОРГАНІЧНІ РЕШТКИ, їхня збереженість, кількість і розподіл у породі;

ї) ЕЛЕМЕНТИ ЗАЛЯГАННЯ (наприклад, Аз. пад. 240,  $\angle$  50).

У багатьох випадках для зручності в опрацюванні та аналізі опис виконують у вигляді таблиці, яку заповнюють безпосередньо на відслоненні.

*Приклад опису аркозового пісковика.* Колір породи на свіжому сколі сірувато-жовтий, на звітреній поверхні – бурувато-жовтий. Бурий відтінок зумовлений наявністю гідрооксидів заліза в цементі. Структура породи псамітова, середньо-крупнозерниста. Текстура шарувата, зумовлена чергуванням шарів грубшого (0,5–1,0 мм) і дрібнішого (0,25–0,5 мм) матеріалу; шари у 2–3 мм паралельні між собою, горизонтальні. Пісковик складається з зерен кварцу, польових шпатів, біотиту та мусковіту. В шарах, складених грубим матеріалом,



трапляються уламки черепашок брахіопод розміром близько 3 см. Цемент залізо-карбонатний (закипає в разі змочування соляною кислотою), базального типу.

*Опис складчастих форм.* Опис окремої складки містить такі ознаки: текстурні елементи, що утворюють складку (шаруватість, сланцюватість); форму складки; форму замка складки; форму осьової поверхні, кут та азимут падіння осьової поверхні і висоту та розмах крил складки; довжину крил складки та коефіцієнт її асиметрії (співвідношення розмірів довгого та короткого крила); елементи залягання шаруватості на різних ділянках складки в кількості, достатній для відображення характеру згину шарів різної компетентності; кути й азимути падіння крил (зазначають перекинуте залягання); кут між крилами складки; кут і азимут занурення шарніра; ступінь дисгармонії шарів, утворених різними пластами єдиної серії в межах відслонення; ступінь спотворення складки, тобто порушення цілісності складки через переміщення у площинах сланцюватості або кліважу; стан порід та шарів у замку і на крилах складки; співвідношення потужностей пластів у замку і на крилах складки (може бути зображено на рисунку або фотографії); наявність ускладнення додатковою складчастістю та її характеристика (кліваж, елементи залягання, співвідношення з шаруватістю та з осьовою поверхнею), наявність жил та прожилків і співвідношення їх з елементами складки; характер та напрям міжшарового ковзання на крилах складки і в її ядрі, орієнтація штрихів та борозен ковзання; будинач, розсланцювання та інші типи деформацій на крилах і в ядрах складок; опис складок волочіння на крилах великих складок; розміри тріщин різних типів та елементи їхнього залягання. У тих випадках, коли в досліджуваних відкладах наявні складки різних порядків, їх потрібно описувати від великих до дрібних і зазначати, як вони ускладнюють попередні.

*Опис розривних порушень.* Елементи залягання розривного порушення і кожної з поверхонь, що обмежують його зону (для розривних порушень, які заповнені мінеральними новоутвореннями); форми обмежувальних поверхонь (рельєф, дзеркала та ін.); борозни та штрихи ковзання на обмежувальних поверхнях і елементи їхнього залягання; склад та ступінь динамометаморфізму порід, мінеральні новоутворення і зміни порід у зоні розриву і поблизу неї, потужність зони змін; поведінка розриву за падінням та простяганням; орієнтація та характер опірюючих розривів і тріщин, співвідношення розриву з

шаруватістю (двогранний кут між ними) і (або) сланцюватістю та дрібною тріщинуватістю; співвідношення розриву і складок; амплітуда і напрям переміщення по розриву, тип розривного порушення; орієнтація уламків, сланцюватості, флюїдальності, будини тощо всередині зони; сліди повторних рухів (якщо їх вдається виявити).

*Вулканогенні породи* є стратифікованими утвореннями, а тому у відслоненні треба визначати чергування окремих шарів порід по вертикалі, зміну їхнього петрографічного складу по горизонталі; товщину кожного пласта туфів або потоку ефузивів, характер межових поверхонь між пластами або потоками, співвідношення між підстильними і перекирваними пластами та потоками.

Опис вулканічних гірських порід виконують за такою схемою:

а) НАЗВА ПОРОДИ;

б) ЗАБАРВЛЕННЯ породи на свіжому сколі і на звітрілій поверхні, її відтінки, інтенсивність, рівномірність, смугастість або плямистість;

в) ТЕКСТУРА породи, тобто її будова, яка дає змогу зачислити породу до ефузивних або вулканокластичних. В останньому випадку необхідно визначити, чим складені уламки (кристалами, гірськими породами, склом), їхню форму і розміри;

г) СТРУКТУРА породи (порфірова або афірова) та структура основної маси (дрібнокристалічна, прихованокристалічна, склоподібна). У характеристиці уламкових вулканічних порід необхідно зазначити окремо структуру уламків і цементувальної маси;

д) склад, форма, розміри і кількість генерацій ВКРАПЛЕНЬ, вміст вкраплень у процентах до об'єму всієї породи. В уламкових породах треба описувати окремо вкраплення з уламків та з цементувальної маси;

е) належність породи до певної групи за КИСЛОТНІСТЮ. В описі змішаних туфів необхідно зазначити склад уламків;

є) ВТОРИННІ ЗМІНИ вкраплень та основної маси, які дають підставу віднести породу до палеотипної відміни.

*Приклад опису роговообманкового андезиту.* Породі на свіжому зламі властиве темно-зелене, плямисте забарвлення з чорними і ясно-сірими, майже білими плямами.

Текстура породи масивна.

Структура породи порфірова; структура основної маси прихованокристалічна. За цими ознаками скельна порода належить до типу

виливних вулканічних .

Вкраплення становлять 40-50% об'єму породи. У взірці простежуються дві генерації вкраплень. Вкраплення першої (ранньої) генерації належать роговій обманці, їхній розмір змінюється від 1 до 10 мм; одне з порфірових вкраплень має розміри 40 x 15 мм. Вкраплення розподілені в породі нерівномірно. Для кристалів рогової обманки властивий смоляно-чорний колір, нерівний та інколи скабистий злам, досконала спайність, на площинах спайності виявляється скляний блиск, більшість кристалів мають короткопризматичний габітус. Вони становлять до 15% об'єму породи. Вкраплення другої (пізньої) генерації представлені білуватим (з зеленим відтінком) плагіоклазом. Вони розподілені в породі рівномірно. За кольором склад плагіоклазу може відповідати олігоклаз-андезину.

Вкраплення плагіоклазів майже рівновеликі й досягають 1,0–1,5 мм. Вони становлять 30–35% об'єму породи.

Прихованокристалічна основна маса породи має темно-зелений колір.

Наявність рогової обманки та олігоклаз-андезину у вкрапленнях, темно-зелений колір основної маси дають певні підстави зарахувати цей взірець за кислотністю до групи середніх порід.

Вкраплення рогової обманки та плагіоклазу не зазнали вторинних змін. Візуально визначити вторинні зміни в основній масі неможливо. На цій підставі зараховуємо породу до кайнотипної відміни.

*Інтрузивні породи.* Під час опису інтрузивного тіла треба зазначити форму в плані (ізометрична, видовжено-овальна, амебо- та стрічкоподібна), його розміри (довжина, ширина, площа км<sup>2</sup>, характер контактів), особливості взаємовідношення з вмисними породами (дискордантний, конкордатний), морфологічний тип (сил, дайка, батоліт, шток, лаколіт, лополіт, факоліт), петрографічний склад інтрузиву, наявність фаз або фацій, автометасоматичні та гідротермальні зміни, первинні тріщини окремості, будову зон ендо- та екзоконтактів, характер цих змін (зроговикання, мігматизація, порфіроподібність, скарнування), геологічний вік інтрузиву, визначений за віком порід, що його вміщують і перекривають.

Інтрузивну скельну породу описують у такому порядку:

а) НАЗВА ПОРОДИ;

б) ЗАБАРВЛЕННЯ породи на свіжому зламі та на звітній поверхні;

в) ТЕКСТУРА породи, тобто в який спосіб вона складена (взаємне розміщення мінералів, ступінь суцільності та щільності породи);

г) СТРУКТУРА породи (ступінь кристалічності, відносний та абсолютний розміри зерен, ступінь досконалості, тобто ідіоморфізм кристалів та їхня форма, послідовність виділення мінералів);

д) МІНЕРАЛЬНИЙ СКЛАД та відносний вміст мінералів у процентах до об'єму всієї породи;

е) склад, форма, розміри та кількість ВКРАПЛЕНЬ (у випадку порфіроподібної структури);

є) належність породи до певної групи за КИСЛОТНІСТЮ (вміст  $\text{SiO}_2$ );

ж) ВТОРИННІ ЗМІНИ в породи, їхня інтенсивність і характер.

*Приклад опису мезократового біотитового граніту.* Інфузивна порода сірого кольору з дрібноплямистим забарвленням унаслідок нерівномірного розподілу темноколірних мінералів; порода свіжа, без ознак звітрювання, щільна.

Вона має масивну текстуру і порфіроподібну структуру. Порфірові зерна польового шпату становлять до 10–15% об'єму породи. Це калінатрові польові шпати, які утворюють широкі таблитчасті кристали ясно-сірого кольору, розміром до 4 см, у яких видно просту двійникову будову. Польовий шпат вкраплень містить вrostки біотиту, які інколи концентруються вздовж зон зростання двійників.

Основна маса породи – повнокристалічна, середньозерниста, з розміром зерен 1–6 мм. Вона складається з ізометричних зерен ясно-сірого кварцу, який становить 25% об'єму породи, ясно-зелених табличок і зерен неправильної форми білого польового шпату (45–50%). Кольоровий мінерал представлений біотитом і становить 15% об'єму породи.

*Екзогенні процеси.* Нижче наведено детальний перелік питань, які потребують пояснення під час вивчення геологічної діяльності поверхневих біжучих вод.

*Площинний змив.* Розподіл делювіальних мас залежно від ландшафтної зони і форм рельєфу. Вплив форми схилу на змив: залежність від крутості, протяжності прямолінійності, змив на випуклих та ввігнутих схилах, вплив експозиції схилу на характер змиву та розподіл делювію. Змив у гірській місцевості, його поєднання з гравітаційними явищами і процесом лінійного розмиву тимчасовими потоками (делювіально-колювіально-пролювіальними нагромаджен-

нями).

*Діяльність тимчасових потоків, їхній зв'язок з талими, дощовими водами.* Особливості русла тимчасових потоків: борозни, вимивини, вибої, балки, яри. Стадії розвитку ярів. Система ярів та балок. Розташування ярів у річкових долинах (на терасах чи схилах долин), на вододілах. Поздовжній та поперечний профіль яру, його зв'язок з рельєфом, складом порід. Наявність перепадів та ступенів у поздовжньому профілі. Потрібно визначити напрям росту ярів (ерозія, що відступає), виявити базиси ерозії (головний та місцевий). Вплив на розвиток яру експозиції схилу і наявність лісового та трав'янистого покриву на ньому, особливо ретельно треба виконувати заміри та опис елементів яру: глибину, ширину, крутість схилів, наявність вершинного уступу (перепаду), водобійного колодязя на дні яру, їхні розміри, наявність ніші біля підніжжя урвища, тріщин у навислій частині, слідів обвалів. Значення карстових і суфозійних явищ у розвитку яру. Предметом спеціального вивчення повинен бути характер розподілу уламкового матеріалу пролювію, його розміри, склад на схилах та в тальвегу яру, конус винесення, його розміри, форма, склад та розмір уламків у різних частинах. У гірських районах необхідно ретельно вивчити продукти селевих (грязьових) потоків.

*Діяльність річок.* Поздовжній та поперечний профіль долини ріки. Співвідношення глибинної та бокової ерозії і зв'язок з нею форми річкової долини, її ширини, крутості схилів. Асиметрія схилів, їхній зв'язок з експозицією, геологічною будовою. Круті та пологі схили, результати їхнього розмиву, алювіальні нагромадження. Меандри, їхня форма, розміри, радіус кривини, ознаки міграції. Протоки, стариці. Місцевий базис ерозії, водоспади. Перекати та плеса, особливості геологічної роботи ріки на них. Русловий, заплавний та старичний алювій, його склад, розміри, обкатаність та сортування уламкового матеріалу, потужність накопичень. Заплавна та надзаплавні тераси, їхня кількість, висота уступу, ширина площадок, поведінка в напрямі поздовжнього профілю ріки (зміна їхніх висот, вклинювання). Типи терас: ерозійні, акумулятивні, цокольні, накладені, вкладені. Гирло ріки: дельти, естуарії, лимани, їхня форма, розміри, типи дельтових нагромаджень.

Кількість спостережень повинна бути достатньою, щоб студент міг дати загальну характеристику річкової системи, водозбірному басейну, густоти річкової мережі, поведінки базису ерозії та циклам розвитку річкової долини. Необхідно звернути увагу на ознаки

перехоплення одними річками інших (сухі улоговини – старі русла, круті згини русла тощо).

## **2. ПОЛЬОВИЙ ЕТАП ПРАКТИКИ**

Польовий етап практики складається з двох частин. Спочатку студенти під час пішохідних маршрутів по Львову та його околицях вивчають геологічну будову верхньої частини осадового чохла південно-західного краю Східноєвропейської платформи. Ця частина платформи відома теж як Подільська плита. Потім студенти ознайомлюються з геологічною будовою Карпатського регіону, а саме: Передкарпатського передового прогину, Складчастих Українських Карпат, Закарпатського прогину та Мармароського масиву. Після Карпат практика триває в долині середньої течії р. Дністра та долинах його лівих допливів, де розкрита нижня частина розрізу осадового чохла Подільської плити (рис. 4). Крім того, студенти мають змогу спостерігати морфоструктурні та морфоскульптурні елементи геоморфології району практики, результати діяльності сучасних екзогенних процесів та антропогенного фактора.

### **2.1. Львівська частина польового етапу практики**

Перед початком геологічних маршрутів студентів ознайомлюють з головними рисами орогідрографії Львова та його околиць. Тут виділяють декілька добре виражених орографічних елементів: Розточчя, Львівське плато, Опілля, Пасмове Побужжя, Білогірсько-Мальчицьку долину, Львівську улоговину (рис. 5, 6). Більшість з них можна спостерігати з висоти гори Високого Замку, яка розташована в північно-східній частині Львова. Сама гора – це досить високий курган, насипаний з ініціативи польських клерикалів на відзначення 300-ліття Люблінської унії 1898 р. Під час його будови був знесений понад двометровий шар ґрунту, з матеріалу якого насипали цю “могілу”. Були також зруйновані головні споруди середньовічного замку, каміння якого використали для зміцнення кургану споруди. Були знищені також цінні археологічні пам’ятки.

З Високого Замку відкривається мальовничий краєвид на всю *Львівську улоговину*, в якій розташована центральна частина міста. Ця улоговина сформована р. Полтвою та її притоками, проте в межах міста річка взята в бетон (в 1886-1889 рр.), і її тунель проходить під