

МІНІСТЕРСТВО ОХОРОНІ  
НАВКОЛИШНЬОГО ПРИРОДНОГО СЕРЕДОВИЩА  
ДЕРЖАВНЕ УПРАВЛІННЯ ЕКОЛОГІЇ  
ТА ПРИРОДНИХ РЕСУРСІВ У СУМСЬКІЙ ОБЛАСТІ  
МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
СУМСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ПЕДАГОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ  
ІМЕНІ А. С. МАКАРЕНКА

# АКТУАЛЬНІ ПРОБЛЕМИ ДОСЛІДЖЕННЯ ДОВКІЛЛЯ

## ГЕНЕЗА ДАВИДІВСЬКОГО ПАСМА І ПРИЛЕГЛИХ ТЕРИТОРІЙ

Об'єктом нашого дослідження було обрано Давидівське пасмо – територію, на якій забудована південно-східна частина Львова, і яка продовжується далі на південний схід від міста. Давидівське пасмо розглядається як ланка, що зв'язує Подільську височину і Розточчя.

Предметом дослідження була історія розвитку Давидівського пасма. Зроблено спробу виявити сили, під дією яких формувались компоненти його ландшафту (геологічний субстрат, рельєф, ґрунти, клімат, гідромережа, органічний світ). Робиться акцент на різній потужності цих сил.

Встановлення генези Давидівського пасма проводилось з метою виокремити чинники, які сформували характерні риси його природи, що необхідно для кращого розуміння функціонування й розвитку ландшафтів регіону.

Для виконання поставленої мети було виконано такі завдання:

– збір і опрацювання літератури, що стосується даної теми, а саме праць австрійських, польських, радянських і українських вчених, а також неопублікованих фондових матеріалів;

– рекогнозувальне обстеження Давидівського пасма і сусідніх територій;

– пошук в полі свідчень впливу тектонічних, геологічних, гляціальних, флювіогляціальних, антропогенічних та ін. чинників у формуванні сучасного вигляду ландшафту Давидівського пасма.

**Актуальність проведених досліджень.** Близькість території Давидівського пасма до Львова робить вивчення його природи актуальним при розбудові міста, виявленні рекреаційної цінності регіону, сучасних фізико-географічних процесів.

Новизна роботи полягає у застосуванні фациального аналізу геологічних відкладів для вирішення регіональної проблеми генези Подільського уступу в межах регіону дослідження.

Регіон Давидівського пасма був об'єктом наукового зацікавлення ще із середини 19 ст. (Lomnicki A.M., 1897 та ін.). Центральним питанням, яке цікавило вчених, була генеза Подільського уступу, частина якого

належить Давидівському пасму. За півтори століття досліджені були нагромаджений значний фактичний матеріал.

Вже на початок 20 століття сформувались дві основні гіпотези, які мали завдання пояснити походження уступу Поділля і низовини Малого Полісся: тектонічного і денудаційно-ерозійного походження.

Прихильники денудаційно-ерозійного походження Малого Полісся вважали, що раніше існувала тут 150 метров товща міоценових відкладів, яка пізніше була знищеною (Зільбер Г.А., 1956 та ін.). Знищенню цієї товщини приписувалось ерозійній діяльності річок, екзараційній діяльності льодовика чи роботі флювіогляціальних вод (Цись П.М., 1951).

В кінці 30-их років польськими, а згодом, в 50-ті і 60-ті рр. ХХ ст. радянськими вченими було накопичено багато інформації про регіон (проведені широкомасштабні польові дослідження, зйомки), але однозначної відповіді щодо генези Малого Полісся і Подільського уступу не було. Сформовані обидві гіпотези продовжили своє існування через те, що на той час не були виявлені аргументи для вибору однієї із них.

Ми стоямо на позиціях походження Малого Полісся внаслідок тектонічних рухів, тому спробуємо навести докази цьому.

Мале Полісся складене відкладами верхньої крейди. Однак, як доказ наявності в минулому третинного покриву на Малому Полісся, прихильники ерозійної гіпотези наводять наявність останців із третинним покривом (т.зв. батинськими пісковиками). Ми відвідали один із таких останців на околиці с. Батиничі Кам'янко-Бузького району. Він являє собою "кам'яне поле", на вершині і схилах якого лежать уламки порід різної величини (від кількох сантиметрів до метрів). Ці відклади не утворюють суцільного по простяганню покриву. Серед маліх і найбільших уламків зустрічаються окатані екземпляри (галька і валуни), що свідчить про їх транспортування, а це суперечить твердженню їх розміщення "in situ". Враховуючи великий розмір і масу валунів та розміщення частин із них на вершині горба, можна вважати, що кам'яні розсипи мають сучасні льодовикові походження, відкидаючи навіть водно-льодовикове.

На нашу думку, Мале Полісся не затоплювалось третинними морями. Через те, що на Розточчі і Поділлі присутні відклади палеогенових і неогенових морів, а на Малому Полісся їх немає, можна зробити висновок, що в минулому Мале Полісся мало вищі гіпсометричні рівні, порівняно із Розточчям і Поділлям, щоб не бути затопленим морем. Враховуючи те, що наступання морів в палеоген і неоген пов'язані із опусканням суші і формуванням Передкарпатського прогину, можна припустити, що Мале Полісся могло бути приблизно на цьому ж гіпсометричному рівні, що й тепер, а ділянки сучасних Розточчя і Поділля займали нижчі рівні.

Якщо наше припущення про те, що Мале Полісся із кінця мaaстрихту перевівас в континентальному періоді, є правильним, то перед нами виникає важливе питання, де ж в досліджуваному регіоні проходила берегова лінія третинних морів?

Кудрін Л.Н. (1966) характеризує процес осадонакопичення в морських басейнах Прикарпаття протягом палеогенового і неогенового періоду п'ятьма осадовими циклами, розділеними континентальними перервами. Розглянемо детальніше кожен із цих циклів з метою встановлення межі моря і суші в регіоні Малого Полісся.

Під час першої морської трансгресії в еоцені (Помяновская Г.М., 1990) територія Малого Полісся була рівнинним суходолом. Брегова лінія проходила по Розточчю і, не доходячи до Поділля, повертала на південь в сучасне Прикарпаття, де пролягала паралельно до Дністра в межах його правобережних схилів.

Наступна трансгресія тривала в оттнанзі-карпаті ("гельвет") (Полкунов В.Ф., 1990). Із фаціальної схеми Кудріна Л.Н. (1966), що ілюструє розподіл фацій у гельветі, видно, що до сучасної межі Малого Полісся з Розточчям і Поділлям приурочена фація піщано-глинисто-вугільних відкладів напівопріснених заток моря. До відкладів цієї фації тяжіють родовища бурого вугілля. Оскільки буре вугілля утворилось із торфу, можна вважати, що ця корисна копалина фіксує вже наявність суходолу, хоча й заболочено.

Третій цикл осадонакопичення проходив у нижньому бадені. До лінії Рава-Руська – Львів – Тернопіль – Борщів поширені сuto піщані відклади (Полкунов В.Ф., 1990). Окрім фацій верхньої частини субліторалі моря, Кудрін Л.Н. (1966) виділяє комплекс фацій дельтових (підводних) і морських піщаних (кварцові піски, місцями із глауконітом) відкладів. Всі ці фації супроводжують сучасну межу Малого Полісся із Розточчям і Поділлям. Зокрема, з товщі піщаних відкладів кар'єру на Кайзервальді у Львові, відомі косошаруваті відклади із галькою кременю різного кольору. В середній і верхній частинах товщі квардових пісків зустрічаються скрем'янілі стовбури дерев. Наявність дельтових відкладів і стовбуру дерев свідчить про близьке розташування суші.

Згідно із Шайнуком А.І. (1961), вздовж північно-східної межі нижньотортонського моря виникають напівопрісні затоки і озера, які заболочуються і перетворюються в торфовища. В озерах прибережної смуги утворюються глауконіт-кварцові, а на березі (пляжах) – кварцові піски (баранівські, підгаєцькі, свержківецькі і миколаївські). Перероблені морем відклади торфовищ перевідкладались в затоках у вигляді темних вуглистих глин і пісків (вугленосні верстви).

Богуцьким А.Б., Грузманом Г.П. і Волошином П.К. (1993) завдяки детальному фаціальному аналізу на Розточчі виділені рифові пасма верхньобаденського віку, що виникли в четвертій циклі осадонакопичення (в західній частині Львова на Клепарівській височині, поміж селами Дубровиця і Буда, на північ від міста Немирова). Ці ж автори обґрунтують наявність суперечності рифової смуги ("Прикарпатської"), що тягнеться у вигляді гіантського ланцюга довжиною 700 км. Ця смуга простягається від Румунії через Молдову, включає Медобори, в районі Почаєва сполучається із рифовими пасмами Гологоро-Кременецького пасма і Розточчя, продовжується далі на території Польщі. У вигляді ламаної дуги вона оточує зі всіх сторін площу поширення лагунних відкладів верхнього бадену.

Досліджену розподіл фацій та історію тектонічних рухів у зоні рифового пасма Поділля (Товтр), Шевченко О.С. (1974) і Знаменськай Т.А. (1976) встановили, що у верхньому бадені рифові пасма супроводжували східний берег Галицького моря. На північний схід від рифового пасма нагромаджувались узбережжно-морські валняково-піщані відклади і пролягала берегова лінія.

Враховуючи вищенаведені дані, можна зробити висновок, що вся Прикарпатська смуга рифів тягнулась паралельно до берега верхньобаденського моря, тобто Гологоро-Кременецький хребет і Розточчя були прибережною смugoю. Тому у верхньому бадені Мале Полісся теж не могло затоплюватись морем.

Простягання Прикарпатського пасма рифів, як і власне Товтр, свідчить про наявність в їх зоні розломів, які контролювали поширення моря.

Наявність розломів підтверджується даними структурно-пошукового буріння (Бержинська Л.Ф. та ін., 1969) (свердловини №31, 41 і 101). Про їх активність в крейді свідчить, наприклад, поширення відкладів маастрихту в регіоні дослідження: на схід вони простягаються до межі Давидівського пасма із Малим Поліссям, у якому на поверхню виходять більш давні відклади кампану. Отже, розлом, що співпадає із Подільським уступом, в крейді контролював поширення відкладів маастрихту на схід.

Про наявність дислокацій у залізнянні відкладів міоцену і крейди можна довідатись із давньої польської літератури. Однак їх наявність не зафіксована на картах пізніших геологічних зйомок.

Деякі вчені вважали, що причиною утворення паралельних пасом на Малому Полісся є талі льдовикові води. Оскільки на Розточчі існує кілька т.зв. прохідних долин, які продовжуються на Малому Полісся між пасмовими долинами, то їх формування відбувалось одночасно – в

післяльодовиковий період. Однак, звернувшись увагу на рельєф Давидівського пасма, ми не знаходимо прохідної долини, яка б відповідала широкій міжпасмовій долині, що є в межах Малого Полісся, по якій тече зараз малий потічок Кабарівка. Тому, вважаємо, що вироблення прохідних долин на Розточчі і пасм на Малому Полісся не пов'язані із діяльністю флювіогляціальних вод. Вона полягає не у закладенні чи розширенні давніх долин, а, навпаки, у засипанні їх потужного (до 20 м і більше) пасма флювіо-гляціальних відкладів, тобто це була акумулятивна діяльність цих вод.

Згідно із фондовими матеріалами (Герасимов Л.С. та ін., 1967), в межах Малого Полісся розвинута система субширотних порушень. Ці порушення є системою паралельних скидів, що розсікають крейдові і баденські відклади. Їх амплітуда порівняно невелика і становить 30-80 м. В межах Малого Полісся ці порушення встановлені за зміщенням покрівлі конъяського і сантонського ярусів у близько закладених свердловинах структурно-пошукового буріння. Отже, поверхня Малого Полісся розбита на ряд грабенів і горстів. Горстам відповідають пасма, а грабенам – широкі, плоскі долинні зниження. Деякі із субширотних розломів чітко дешифруються на аерофотознімках. Ці порушення чітко проявляються в малюнку і морфології річкових долин Пасмового Побужжя. Як правило, ліві притоки Західного Бугу (струмки Кабарівка, Марунька, Полтва, Яричівський), закладені вздовж тектонічних зон, мають винятково прямолінійну і паралельну субширотну орієнтацію долин. Ця виняткова паралельність і прямолінійність долин і пасом слугує наочним доказом прояву елементів тектоніки у рельєфі.

Розломи, якими відмежовані пасма і долини на Надбузькій, простежуються і на східному уступі Давидівського пасма: в цих місцях інтенсивно розвиваються яри. Там, де субширотних розломів немає, уступ не розчленований (ділянка Видники-Шоломія).

Підбиваючи підсумки, можна сказати, що вивчення історії розвитку Давидівського пасма вимагало аналізу інформації про геологічну будову цієї і сусідніх територій тому, що саме в геологічних відкладах зберігається інформація про її минуле, а також тому, що літогенна основа є провідним компонентом ландшафтів. На прикладі досліджуваної нами території підтверджується думка М.О. Солнцева (1960) про те, що компоненти ландшафту можна розташувати в певній послідовності: починаючи від "найсильніших" до "найслабших", а саме від літогенічної основи, далі до атмосфери, потім гідрографії, рослинності і тваринного світу.

Найбільший вплив літогенної основи на інші компоненти ландшафту забезпечується її стійкістю щодо зовнішніх змін та її інертністю. Тепло і

волого, що потрапляють на конкретну територію, перерозподіляються під впливом властивостей літогенної основи, тобто геологічних відкладів і рельєфу. Так формуються місцепроживання, які мають певні властивості: з багатьох видів рослин і тварин, що потрапляють на дану ділянку, залишаються тільки ті, які знаходять тут для себе найприятливіші умови для існування і які можуть витримати конкуренцію.

Вплив зледеніння на територію Давидівського пасма, ми вважаємо, полягає: а) в акумуляції флювіогляціальних відкладів у долинах; б) у відкладенні 5-10 метрових товщ лесовидних суглинків на схилах і вододілах, які пізніше стали субстратом для формування відповідних ґрунтів.

Мале Полісся – територія, яка переживала континентальний період розвитку із маастрихту до сьогодні. Вплив ерозії на формування рельєфу Малого Полісся полягає не у знесенні 100-150 метрової товщі третинних відкладів (їх не було взагалі), а до створення нерівностей поверхні крейдових відкладів. Основними силами, які оформили сучасні риси приаймні південно-західної частини Малого Полісся, були ендогені сили, що спричинили утворення уступу Розточчя і Поділля під час Карпатського горотворення.

Розглядаючи минуле досліджуваного регіону, ми відмовились від уявлення про знесення потужної товщі міоценових відкладів, а ерозійно-денудаційні гіпотези походження Малого Полісся, вважаємо, втратили свою актуальність.

### Література

1. Бержинская Л.Ф., Папроцкая К.М., Татарченко В.М. и др. Геологический отчет о результатах структурно-поискового бурения, проведенного на площади Перемышляны Львовской области УССР в 1965-1969 гг. /Фонди ДГП «Західукргеогеологія». Інв. №1307. – Львов, 1969.
2. Герасимов Л.С., Покотилова Л.П., Герасимова И.И. и др. Отчет о результатах комплексной геолого-гидрогеологической съемки масштаба 1:50000 листов Нестеров, Яворов, Ивана Франка, Брюховичи, Городок, Пустомыты, Львов, Винники, проведенной Куликовской геолого-съемочной партией в 1962-1967 гг. / Львов. геол.-развед. экспед. /Фонди ДГП «Західукргеогеологія». Інв. №400. – К., 1967.
3. Знаменская Т.А. Толгровый кряж и его место в структуре юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Геол. журн. – 1976. – Т.36, вып.5. – С.57-66.
4. Зильбер Г.А. Краткий физико-географический очерк Малого Полесья Геогр. сб. – Вып. 3. – Изд-во Львов. ун-та. 1956.
5. Курдін Л.Н. Стратиграфія, фауни і екологічний аналіз фауни палеогенових і неогенових откладів Предкарпаття. – Львов: Ізд-во Львов. ун-та, 1966.
6. Полкунів В.Ф. Эвангорито-теригено-карбонатная формация. Неоген. // Геотектоника Волино-Подолії. - К.: Наукова думка, 1990. – С. 132-136.
7. Помянівська Г.М. Морська терригенна формация. Палеоген. // Геотектоника Волино-Подолії. - К.: Наукова думка, 1990. – С. 128-132.

8. Солнцев Н.А. О взаимоотношениях "живой" и "мертвой" природы // Вестн. МГУ. – 1960. – №6.
9. Шайнюк А.И. Петрография миоценовых отложений северо-восточной части Волыно-Подольской возвышенности. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. – Львов, 1961.
10. Шевченко О.С. Про розподіл фацій та історію тектонічних рухів у зоні рифового пасма Поділля // ДАН УРСР. Сер. Б. – 1974. – №12.
11. Цись П.Н. Схема геоморфологического районирования западных областей Украинской ССР // Ученые записки Львовского государственного университета. – Том XVIII, географический сборник, выпуск 1-й. Изд. ЛГУ, 1951.
12. Bogucki A., Gruzman H., Wołoszyn P. Alpejska tektonika Roztocza i podkarpacki pas rafowy // Tektonika Roztocza i jej aspekty sedimentologiczne, hydrogeologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe. UMCS, Lublin, 1993. – C. 50-55.
13. Lomnicki A.M. Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu dziesiątego. Cz. I. Geologia Lwowa i okolicy. Komis. Fizjogr. AU, Krakow, 1897.

**Язвінський Є., Тихонова О.М.**  
**Сумський національний**  
**агарний університет**

## АНТРОПОГЕННЕ ЗАБРУДНЕННЯ АТМОСФЕРИ

Забрудненням атмосфери називають внесення до її складу нових, не характерних для неї фізичних, хімічних і біологічних агентів. Розрізняють природне і штучне забруднення атмосфери. Природне пов'язане з потраплянням космічних часток, вулканічного попелу, пилу, пилку рослин, диму лісових пожеж. Штучне забруднення викликається виробницею діяльністю людини. Найчистіше повітря знаходиться над океаном. В сільській місцевості воно містить в 10 разів, в невеликих містах – в 35 разів, а в промислових центрах – в 150 разів більше пильних домішок, ніж над океаном.

В світовому балансі забруднювачів основна доля припадає на автотранспорт (54%). США сьогодні є найкрупнішим забруднювачем в світі. Загальна кількість автомобілів на планеті приблизно 500 млн., з них 200 млн. знаходяться в США. Один автомобіль в середньому поглинає щорічно 4 т кисню і вивергає з вихлопними газами 800 кг оксиду вуглецю, 40 кг оксидів азоту, і біля 200 кг різних вуглеводнів. Нетоксичні компоненти вихлопних газів – азот, кисень, пари води, вуглекислий газ. Токсичні компоненти дуже небезпечні для здоров'я людини – оксиди вуглецю, азоту, альдегіди, вуглеводні, сажа, сполуки свинцю та бенз-*а*-пірен – основний канцероген. Ось чому смертність від раку легень в містах у 2 рази вища, ніж в сільській місцевості. Велику небезпеку представляє