

ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА

Географічний факультет

(повне найменування назва факультету)

Кафедра геоморфології і палеогеографії

(повна назва кафедри)

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА

до магістерської роботи

магістр

(освітньо-кваліфікаційний рівень)

на тему: **ГЕОМОРФОСИСТЕМА НАДСЯНСЬКОЇ
РІВНИНИ**

Виконала: студентка 2 курсу, групи ГрНМ-21
напряму підготовки (спеціальності)

103 Науки про Землю (географія)

(шифр і назва напряму підготовки, спеціальності)

Портяник К. І.

(прізвище та ініціали)

Керівник Яцишин А. М.

(прізвище та ініціали)

Рецензент Тиханович Є. Є.

(прізвище та ініціали)

Львів-2023

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА
Географічний факультет
Кафедра геоморфології і палеогеографії

Допущено до захисту
Завідувача кафедри

Проф. Дубіс Л. Ф

«___» _____ 2023 р.

Портяник Катерина Ігорівна
ГЕОМОРФОСИСТЕМА НАДСЯНСЬКОЇ РІВНИНИ
Магістерська робота
Спеціальність 103 – Науки про Землю (географія)

Науковий керівник –
кандидат географічних наук,
доцент Яцишин Андрій Михайлович

(підпис студента)

(підпис)

Львів – 2023

ЗМІСТ

ВСТУП	3
РОЗДІЛ 1. Геоморфосистема Надсянської рівнини: історія дослідження та стан вивченості	6
РОЗДІЛ 2. Природно-географічні чинники формування геоморфосистеми Надсянської рівнини	10
2.1. Орографія	10
2.2. Геологічна будова	13
2.2.1. Дочетвертинні відклади	13
2.2.2. Четвертинні нагромадження	19
2.3. Тектоніка	23
РОЗДІЛ 3. Науково-методичні засади досліджень геоморфосистем Надсянської рівнини	27
РОЗДІЛ 4. Морфолітологічні особливості геоморфосистем Надсянської рівнини	39
4.1. Долинно-терасових комплексів флювіальних геоморфосистем .	39
4.2. Гляціального комплексу	45
4.3. Еолового комплексу	50
4.4. Техногенного комплексу	54
4 5. Етапи формування геоморфосистеми Надсянської рівнини	56
ВИСНОВКИ	61
СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ	64

ВСТУП

Актуальність теми. Надсянській рівнині як, мабуть, жодному іншому регіону Передкарпаття притаманне надзвичайно складне поєднання форм рельєфу та відкладів різного генезису – флювіального, гляціального, еолового, біогенного, техногенного та іншого походження і різного віку, від ранньоплейстоценового до голоценового включно. Їхнє дослідження дозволяє відтворити палеогеографічні умови формування рівнини, яка досі залишається слабо вивченою.

Актуальність проведених геолого-геоморфологічних досліджень Надсянської рівнини зумовлена не тільки обмеженістю знань про її будову та історію формування, а також необхідністю відтворення змін природи у плейстоцені та голоцені значно ширших регіонів: Передкарпаття, Поділля, реконструкцією умов заселення й проживання давньої людини на території України тощо.

Розповсюджені у межах Надсянської рівнини форми рельєфу та відклади флювіального, гляціального, еолового походження вивчені не однаково. Мабуть, найліпше вивченими є гляціальні відклади і форми, які особливо активно вивчались у 70-80-х роках минулого століття. Гірше вивченими залишаються еолові та, особливо, флювіальні морфолітогенетичні процеси і продукти, які вивчались епізодично і тільки на окремих ділянках Надсянської рівнини.

Мета і завдання дослідження. Мета роботи полягала у геолого-геоморфологічній характеристиці геоморфосистеми Надсянської рівнини.

Досягнення наміченої мети можливе завдяки розв'язанню таких завдань:

1) ідентифікації розвинених у межах Надсянської рівнини генетичних типів форм рельєфу і відкладів флювіального, гляціального, еолового, техногенного та іншого походження;

2) окреслення ареалів їхнього поширення;

3) встановленні морфологічних і морфометричних параметрів форм рельєфу флювіального, гляціального, еолового та іншого генезису;

4) встановлення літології пухких нагромаджень різного генезису;

5) реконструкції етапів формування форм рельєфу флювіального, гляціального, еолового та іншого походження.

Розв'язання намічених завдання досягалось завдяки опрацюванню літературних та фондкових матеріалів, проведення польових досліджень, збір та опрацювання в камеральних умовах польових матеріалів.

Об'єкт дослідження виступає геоморфосистема Надсянської рівнини.

Предметом дослідження є ідентифікація генетичних типів відкладів і форм рельєфу флювіального, гляціального, еолового, біогенного, техногенного та іншого походження, розповсюджених у Надсянської рівнини, їхні морфолого-літологічні особливості, етапи формування.

Особистий внесок полягає в проведенні польових досліджень, зокрема морфологічних і морфометричних аналізах форм рельєфу флювіального, гляціального, еолового та іншого походження; опрацюванні розрізів четвертинних відкладів (описі текстурних елементів, проведенні гранулометричних аналізів (методом ситового аналізу) відкладів); окресленні ареалів їхнього поширення; встановлення етапів формування форм рельєфу і відкладів флювіального, гляціального, еолового та іншого походження.

За результатами проведених досліджень підготовлено та у співавторстві з науковим керівником опубліковано дві статті:

1) Яцишин А. Геоморфологічна будова долини Вишні у межах Надсянської рівнини / А. Яцишин, П. Гебіца, **К. Портяник**, К. Кулінська // Географічна освіта і наука: виклики і поступ : матеріали міжнародної науково-практичної конференції, присвяченої 140-річчю географії у Львівському університеті (Україна, м. Львів, 18–20 травня 2023 р.). – 2023.– С. 119–124.

2) Яцишин А. Морфолітологічна характеристика флювіальних та еолових елементів геосистеми долини Вишні / А. Яцишин, **К. Портяник**, К. Кулінська // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих

територій: матеріали 13 науково-практичного семінару за міжнародної участі, присвяченого 85-річчю з дня народження дослідника-геоморфолога, Заслуженого професора Львівського національного університету імені Івана Франка Ярослава Кравчука (2–3 березня 2023 р.). 2023. С. 146–149.

РОЗДІЛ 1. ГЕОМОРФОСИСТЕМА НАДСЯНСЬКОЇ РІВНИНИ: ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА СТАН ВИВЧЕНОСТІ

Четвертинна історія Надсянської рівнини цікава в палеогеографічному відношенні тому, що її меж досягав один з льодовиків (ранньоплейстоценового віку) в епоху свого максимального поширення, це територія розвитку еолових акумулятивних форм (дюн) та з інших причин. Незважаючи на багаторічні дослідження описуваної території, в поглядах на її четвертинну палеогеографію існують дуже значні розходження. Зокрема, серйозні розходження існують щодо характеру границі зледеніння та її положення, а також передльодовикової, льодовикової і післяльодовикової історії розвитку ландшафтів даної території тощо.

Перші відомості про четвертинний покрив Надсянської рівнини відображені в роботах австрійських і польських дослідників, які займалися її вивченням починаючи з другої половини XIX і початку XX ст. Систематизацію і критичний огляд цих матеріалів зробили А. Ломницький, В. Фрідберг і Т. Вісньовський під час складання Геологічного атласу Галичини [26, 28, 30].

Після Другої світової війни вивчення геоморфологічної будови Надсянської рівнини проводилось головню в контексті розв'язання проблем льодовикового морфо- і літогенезу. Його вивченню сприяв весь комплекс геолого-геоморфологічних робіт, включаючи планомірне державне геологічне картографування. У той час публікується серія геологічних, геоморфологічних та неотектонічних карт.

Суттєво активізувались дослідження льодовикового морфо- та літогенезу Надсянської рівнини після вивчення похованого торфовища у розрізі Крукеничі, який згодом став опорним для льодовикових відкладів Східно-Європейської рівнини. До активного вивчення розрізу Крукеничі причетні К. І. Геренчук, М. С. Демедюк, В. М. Зденюк [4, 5, 12]. Палеоботанічний аналіз проведений В. М. Зденюком дозволив одночасно ствердити його лихвинський

вік та залягаючи нижче відклади льодовикового комплексу розглядати як нижньоплейстоценові тилігульські [4, 5, 12].

Великий внесок в вивчення Надсянської рівнини зробив М. С. Демедюк, який був організатором багатьох робіт на розрізах антропогену цього регіону. М. С. Демедюку одноособово і в співавторстві належить публікації з різних аспектів льодовикового морфо- та літогенезу: обґрунтував вік зледеніння; обґрунтував межу окського зледеніння в Передкарпатті; встановив генетичні типи морен, водно-льодовикових і озерно-льодовикових відкладів; описав гляціодислокації; вивчив та схарактеризував опорні розрізи відкладів антропогену; літологію льодовикового комплексу нагромаджень та ін. [4–8].

Новий етап досліджень Надсянської рівнини розпочався на початку 2000-х років. Він характеризується розширенням спектру проведених досліджень – активно вивчаються еолові форми та відклади і флювіальні морфолітогенетичні процеси.

Еолові форми та відклади вивчаються як польськими, так і українськими науковцями. Зокрема, науковцями Люблінського університету імені Марії Кюрі-Склодовської П. Зелінським та І. Семенюк у 2000 році опублікована стаття “Strukturalny zapis procesow akumulacyjno-dedlacyjnych w wydmi le walowej we wschodniej czeci Kotliny Sandomierskiej (Ukraina)”, в якій розкриті літологічні, седиментологічні особливості дюни, розвиненої в околицях Арламівської Волі [29].

Львівськими геоморфологами – А. Яцишиним та В. Міком у 2013 році опубліковане дослідження “Про поширення та будову реліктових еолових форм в межах Надсянської улоговини” [20].

Еолова проблематика не втратила своєї актуальності навіть пізніше. У 2023 році Яцишиним А., Портяник К., Кулінською К. опублікована стаття “Морфолітологічна характеристика флювіальних та еолових елементів геосистеми долини Вишні” [22].

Найпізніше у сферу ґрунтовних геолого-геоморфологічних досліджень потрапила флювіальна проблематика. Наразі питання будови, історії

формування річкових долин, сформованих у межах Надсянської рівнини, найгрунтовніше висвітлені у трьох працях:

1. Гембіца П., Яцишин А., Вацнік А. Природні умови як детермінуючий фактор доісторичного та ранньосередньовічного залюднення // Культурно-поселенські зміни басейні річки Вишня в епоху бронзи за доби раннього заліза в контексті змін доісторичної і ранньосередньовічної ойкумени / Redakcja naukowa Sylwester Czopek. Rzeszow: Wydawnictwo Uniwersytetu Rzeszowskiego, 2018. S. 47–107 [2].
2. Яцишин А., Гебіца П., Портяник К., Кулінська К. Геоморфологічна будова долини Вишні у межах Надсянської рівнини // Географічна освіта і наука: виклики і поступ : матеріали міжнародної науково-практичної конференції, присвяченої 140-річчю географії у Львівському університеті (Україна, м. Львів, 18–20 травня 2023 р.). 2023. С. 119–124 [21].
3. Яцишин А., Портяник К., Кулінська К. Морфолітологічна характеристика флювіальних та еолових елементів геосистеми долини Вишні // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: матеріали 13 науково-практичного семінару за міжнародної участі, присвяченого 85-річчю з дня народження дослідника-геоморфолога, Заслуженого професора Львівського національного університету імені Івана Франка Ярослава Кравчука (2–3 березня 2023 р.). 2023. С. 146–149 [22].

Найбільш комплексні дослідження геоморфосистеми Надсянської рівнини були проведені під час складання Державної геологічної карти, масштабу 1 : 200 000 (лист Перемишль, Дрогобич), виданого у 2005 році [9–11].

Отож, в історії досліджень геоморфосистеми Надсянської рівнини можна виокремити три етапи:

- 1) кінець позаминулого – початок минулого століття;
- 2) 60–80-ті роки минулого століття;
- 3) початок 2000-х років і дотепер.

Першим двом етапам притаманне активне вивчення головно проблем зледеніння Надсянської рівнини. Третій етап характеризується розширенням спектру вирішуваних палеогеографічних, геоморфологічних проблем за рахунок прискіпливого вивчення еолових і флювіальних морфолітологічних процесів та форм рельєфу.

Однак, не зважаючи на тривалу та плідну історію досліджень геолого-геоморфологічної будови Надсянської рівнини у розумінні її будови, етапах формування ще залишається багато проблемних питань.

РОЗДІЛ 2. ПРИРОДНО-ГЕОГРАФІЧНІ ЧИННИКИ ФОРМУВАННЯ ГЕОМОРФОСИСТЕМИ НАДСЯНСЬКОЇ РІВНИНИ

3.1. Орографія

Надсанська рівнина є складовим елементом Сансько-Дністерського межиріччя, в межах якого також виокремлюють Самбірсько-Хирівське терасове передгір'я, Гусаківсько-Підліську горбисту височину і Городоцько-Комарнівську похилу рівнину [9].

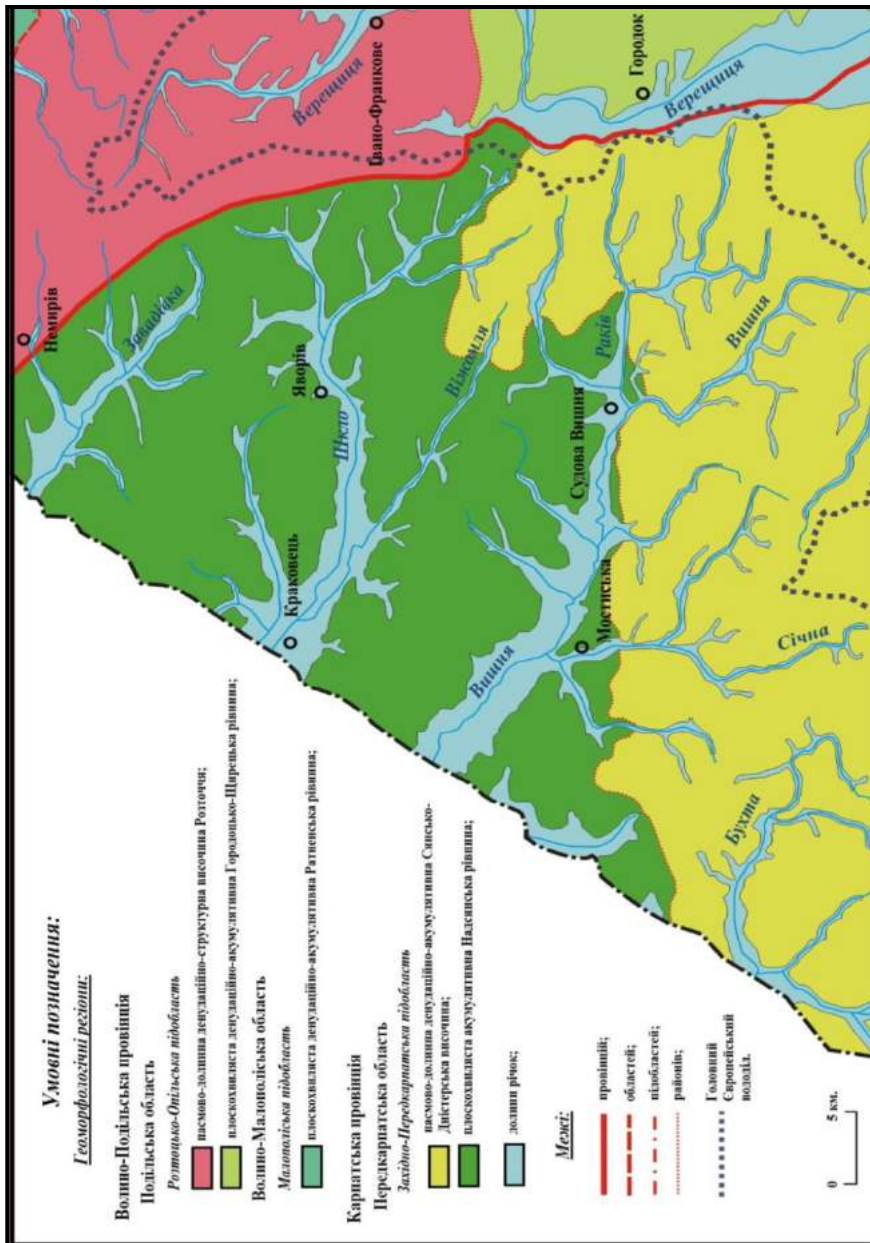


Рис. 1. Геоморфологічна схема північно-західної частини Передкарпаття [9]

Надсанською рівниною охоплена найбільш понижена північно-західна частина Передкарпаття, яка в тектонічному відношенні представлена Яворівською котловиною [2].

Межі Надсянської рівнини практично по усьому її периметру морфологічно добре виражені, особливо південна і північна межі. З півдня і південного сходу рівнина обмежена добре вираженим на місцевості 20–60-метровим схилом Сансько-Дністерської (Гусаківсько-Підліської) горбистої височини. До того ж ця межа на значній відстані ще й підкреслюється долиною р. Вишня, яка закладена в підніжжі уступу Сансько-Дністровської височини (рис. 2).



Рис. 2. Межі території досліджень

З північного сходу Надсянська рівнина обмежена пасмово-долинною денудаційно-структурною височиною Розточчя і відділена від неї чітко вираженим схилом висотою 90–120 м.

Орографічно найменш вираженим є східна, південно східна межа рівнини, вздовж якої вона межує з Городоцько-Комарнівською похилою рівниною. Межа між ними проходить вздовж сіл Братковичі–Галичани–Речичани–Кам'янобрід і фіксується помітним

зменшенням глибини та густоти розчленованості рельєфу в межах долини Верещиці, яка є складовим елементом Городоцько-Комарнівської похилої рівнини. При тому яких-небудь суттєвих змін у абсолютних відмітках рельєфу не спостерігається, адже в межах обох геоморфологічних районів вони коливаються в межах 290–300 м.

Західні ділянки Надсянської рівнина, які розташовані в межах території Республіки Польща, поступово зливаються з Сандомирською улоговиною.

Рельєф Надсянської плоскохвилястої рівнини згладжений, абсолютні відмітки в її межах коливаються в діапазоні від 220–230 до 250–260 м з незначним вертикальним – до 20–30 м, та горизонтальним – менше 1 км/км², розчленуванням рельєфу [9].

У рельєфі рівнини домінують пасмоподібні підвищення межиріч Вишні–Віжомлі, Віжомлі–Шкла, Шкла–Завадівки, які розділені (чергуються) широкими, коритоподібними долинами цих рік. Поєднання пасмоподібних підвищень і широких, коритоподібних долин рік, що їх розділяють, надають рельєфу рівнини чітко вираженої лінійності та північно-західного спрямування утворюючих його основних форм [9].

Долини рік і пасмоподібні підвищення, які їх розділяють, простягаються з південного сходу на північний захід. Широким пасмоподібним височинам межиріч притаманні плоскі слабо розчленовані, злегка хвилясті привершинні поверхні. В східній частині рівнини, де межиріччя розчленовані чисельними притоками рік Вишні, Віжомлі, Шкло, рельєф межиріч місцями набуває хвилясто-горбистого характеру. З просуванням на захід, північний захід пасмоподібні підвищення межиріч поступово знижуються і переходять у Сандомирську низовину.

Територія, яка розташована північніше долини р. Вишні і до межиріччя з Віжомлею, а також між м. Яворів і долиною р. Ретичин характеризується наявністю тут плоских, ускладнених еоловими горбами межиріч, складених потужними товщами флювіогляціальних пісків.

На решті території рівнини межиріччя здебільшого слабкохвилясті, складені суглинистими флювіогляціальними відкладами. Для них характерне більше, порівняно з попередніми межиріччями, розчленування рельєфу, більші перевищення.

В межах обох типів межиріччя наявні досить широкі, вирівняні і заболочені поверхні.

Річки, які дренують Надсанську рівнину – Вишня, Шкло, Завадівка, Віжомля, протікають у переважному напрямку з південного сходу на північний захід, і всі відносяться до басейну р. Сян. Річкові долини не глибокі до 20–30 м, з пологими не терасованими схилами і часто заболоченими днищами. Ширину і ступінь розробленості долин цих річок важко пояснити діяльністю сучасних водотоків, а наявність в них кристалічного матеріалу скандинавського походження дає підстави вважати, що в їх розробці головну роль відігравав стік талих льодовикових вод.

2.2. Геологічна будова

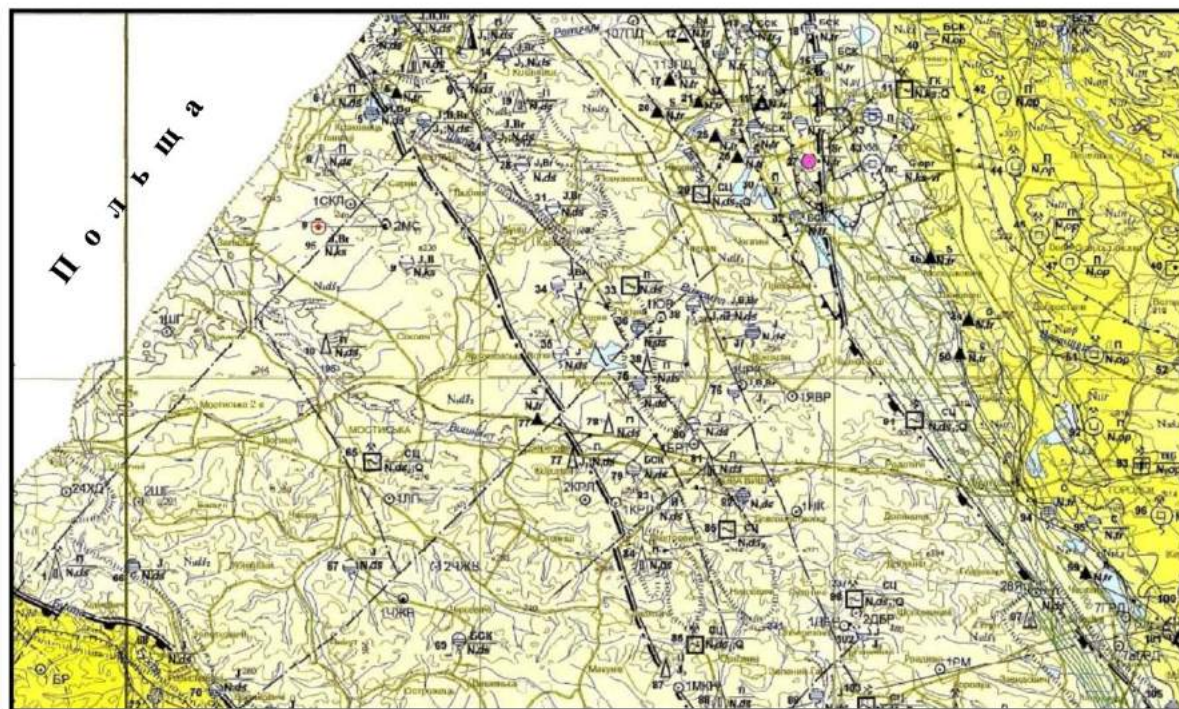
2.2.1. Дочетвертинні відклади

В геологічній будові досліджуваної території беруть участь нагромадження протерозойської, палеозойської, мезозойської та кайнозойської ератем (рис. 3, 4). Нагромадження протерозойського, палеозойського і мезозойського віку повсюдно переkritі нагромадженнями кайнозойського віку, а тому розкриті тільки свердловинами.

В межах лежайської СФЗ (структурно-фаціальної зони) протерозойські відклади розкриті на глибинах близько 4 км. Вони представлені нагромадженнями рифею (санська серія), збудованих сильно дислокованими зеленоколірними глинистими сланцями, кварцитами, кварцитоподібними пісковиками і алевролітами потужністю близько 200 м [9, 11].

В межах коханівської СФЗ нагромадження протерозою представлені відкладами венду-кембрію (?), які розкриті на глибинах 4–5 км. Вони збудовані перешаруванням аргелітів, алевролітів, кварцитовидних пісковиків потужністю

понад 1000 м [9, 11]. Відклади розбиті тектонічними порушеннями карпатського простягання, по якому зміщені (занурюються) на декілька сотень метрів з просуванням на захід.



Умовні позначення

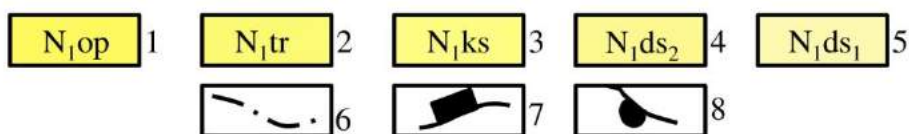
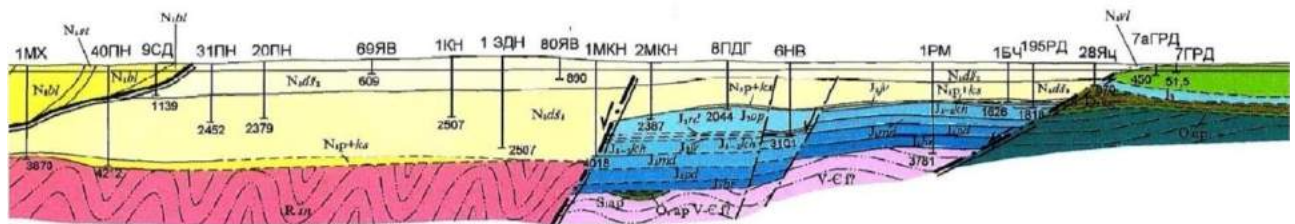


Рис. 3. Геологічна карта і карта корисних копалин території досліджень [11]

Стратиграфо-генетичні типи відкладів: 1 – опільська світа. Піски кварцові алевритисті з глауконітом, з водоростями, прошарки пісковиків; піски кварцові “миколаївські”; вапняки літотамнієві “нараївські”; в покрівлі вапняки, пісковики, глини; 2 – тираська світа. Гіпси, гіпсо-ангідрити, ангідрити, глини, вапняки хемогенні, метасоматичні сірконосні, піски, пісковики; 3 – косівська світа. Глини з прошарками алевролітів, пісковиків, туфів, туфітів; 4 – дашавська світа (верхня підсвіта). Глини, алевроліти, туфи; 5 – дашавська світа (нижня підсвіта). Глини, пісковики, алевроліти, піски, туфи. *Інші умовні*

позначення: 6 – достовірно встановлені головні розломи (тектонічні шви), що розділяють структурно-фаціальні зони; 7 – скиди; 8 – фронтальні насуви.



Масштаб: горизонтальний і вертикальний 1:200 000

Умовні позначення

N_{1bl} 1	N_{1ds_2} 2	N_{1ds_1} 3	N_{1p+ks} 4	$K_{1-2bl+lv}$ 5	J_{3rd} 6
J_{3op} 7	J_{2lv} 8	J_{1-2kh} 9	J_{1md} 10	J_{1pd} 11	J_{1br} 12
D_{1kg} 13	S_{1ap} 14	O_{1ap} 15	$V-C f (?)$ 16	Rsn 17	69ЯВ 18

Рис. 4. Розріз корінних відкладів території досліджень [11]

Стратиграфо-генетичні типи відкладів: 1 – балицька світа ранньонеогенового віку. Глини вапнисті, аргіліти, пісковики, гіпси, конгломерати, кам'яні і калійні солі; 2 – верхня підсвіта дашавської світи ранньонеогенового віку. Глини, алевроліти, туфи; 3 – нижня підсвіта дашавської світи ранньонеогенового віку. Глини, пісковики, алевроліти, піски, туфи; 4 – косівська світа ранньонеогенового віку. Глина з прошарками алевролітів, пісковиків, туфів, туфітів; 5 – львівська світа ранньо-пізньоюрського віку. Мергелі піскуваті, гези, спонголіти, опоки, вапняки кременисті; 6 – опарська світа пізньоюрського віку. Вапняки рифогенні, знизу вапняки глинисті; 7 – рудківська світа пізньоюрського віку. В покрівлі строкатий маркуючий глинисто-вапняковий горизонт. Нижче вапняки оолітові; 8 – яворівська світа середньоюрського віку. Пісковики, гравеліти, конгломерати, алевроліти, доломіти, доломітизовані вапняки; 9 – коханівська світа ранньоюрського віку. Алевроліти, аргіліти, пісковики, прошарки вапняків і гравелітів; 10 – мединицька світа ранньоюрського віку. Пісковики з прошарками алевролітів, аргілітів; 11 – подолецька світа ранньоюрського віку. Алевроліти, аргіліти, пісковики, прошарки вапняків, ангідритів; 12 – брятинська світа ранньоюрського віку. Алевроліти, аргіліти, пісковики, кварцити; 13 – нерозчленована карбонатно-

глиниста, дислокована товща ранньодевонського віку. Алевроліти, аргіліти, граптолітові сланці; 14 – товща аргілітів, алевролітів, пісковиків ранньосилурійського віку; 15 – товща алевролітів з прошарками аргілітів, пісковиків ранньоордовицького віку; 16 – флішоїди сіроколірні. Перешарування аргілітів, алевролітів, кварцитовидних пісковиків венд-кембрійського віку; 17 – санська серія. Сильнодислоковані зеленоколірні глинисті сланці, кварцити, кварцитоподібні пісковики і алевроліти рифейського віку. *Інші умовні позначення:* 18 – номер свердловини.

Відклади палеозойського (ордовицького, силурійського і девонського) віку розвідані в межах коханівської і рава-руської СФЗ [9, 11]. В межах рава-руської зони ордовицькі відклади розкриті свердловинами на глибинах близько 2 км. У межах коханівської СФЗ ордовицькі відклади у вигляді лінзи розкриті на глибині на понад 6 км. Вони збудовані алевролітами, з прошарками аргілітів, пісковиків потужністю до 90 м [9, 11].

Силурійські відклади розкриті свердловинами у межах рава-руської СФЗ на глибині дещо менше 2 км [9, 11]. Вони збудовані аргелітами, алевролітами, пісковиками потужністю до 150 м.

Нагромадження девону також розкриті тільки в межах рава-руської СФЗ [9, 11]. Та, навіть, тут вони мало поширені і збереглись у приконтатовій з коханівською СФЗ смузі, де розкриті на глибині близько 1600 м. Вони збудовані нерозчленованими карбонатно-глинистими, дислокованими відкладами потужністю 860 м.

Мезозойські відклади представлені нагромадженнями юрського віку, які розвинуті в об'ємі двох структурно-фаціальних зон – опарської та підлубенської [9, 11]. Юрські відклади, представлені всіма відділами, які з стратиграфічною та кутовою незгідністю залягають на розмитій поверхні силуру і девону, а зверху перекриті крейдовими та неогеновими утвореннями. Однак, крейдові нагромадження розповсюджені вже за межами території наших

геоморфологічних досліджень, адже виповнюють підлубенську (рава-руську) СФЗ. [9].

Найбільші потужності відкладів юрського віку розкриті свердловинами в районі міст Судова Вишня, Рудки, а також сіл Коханівка, Никловичі, Борятине, де біля Краковецького насуву досягають 4,2 тис. м [9].

На захід від Городоцького-Калуського розлому різко збільшуються глибина залягання, потужність нагромаджень юрського віку і змінюється їхній склад. Зокрема, на схід від Городоцького-Калуського розломів розвинена підлубенська СФЗ, в межах якої титонський ярус представлений нижнівською світою – фаціальним аналогом верхньої частини опарської світи [9].

Найповніше нагромадження юрського віку збереглися у межах опарської СФЗ (Стрийського юрського прогину), до вони представлені товщами борятинської, подолецької, меденицької, коханівської (ранньоюрські відклади), яворівської світи (середньоюрського віку), рудківської і опарської світ (пізньоюрського віку) [9].

Ранньоюрські відклади (борятинська, подолецька, меденицька і коханівська світи) збудовані алевролітами, аргілітами, пісковиками, кварцитами з прошарками вапняків, ангідритів і гравелітів сумарною потужністю понад 2500 м [9].

Середньоюрські відклади (яворівська світа) представлені нагромадженнями пісковиків, гравелітів, конгломератів, алевролітів, доломітів, доломітизованих вапняків потужністю до 100 м [9].

Пізньоюрські відклади (рудківська і опарська світи) збудовані глинисто-вапняковим горизонтом, вапняками оолітовими, вапняками глинистими потужністю близько 1200 м [9].

Завершується розріз мезозойських нагромаджень території досліджень відкладами львівська світи ранньо-пізньоюрського віку. Вони представлені мергелями піскуватими, гезами, спонголітами, опоками, вапняками кременистими потужністю до 330 м [9].

Відклади неогену вінчають розріз дочетвертинних утворень і достатньо широко представлені практично на всій площі досліджень. В їхньому складі розрізняють нагромадження баденію та сармату [9].

Баденський регіоярус широко розвинутий у межах платформенної частини території на схід від Городоцького-Калуського розлому. У складі баденського регіоярису виділяють різні фаціальні комплекси, утворення яких відповідають нижньому, середньому та верхньому підрегіоярусам [9].

Середньобаденський підрегіоярус представлений тираською світою, що широко розповсюджена в Західно-Подільській і Більче-Волицькій СФЗ, залягає на розмитій поверхні нижньобаденських відкладів або на крейдових, юрських, перекривається верхньобаденськими, рідше четвертинними відкладами, а по долинах глибоковрізаних балок виходить на денну поверхню [9].

Тираська світа (N1tr) представлена трьома одновіковими фаціями: фацією піщаних осадків, фацією гіпсів та ангідритів, фацією карбонатних порід [9].

Фація піщаних порід розповсюджена в північній, північно-західній частині Західноподільської СФЗ в районі населених пунктів Шкло, Верещиця, Івано-Франкове, Ставки, Великополе. Вона представлена пісками та пісковиками тонкозернистими, іноді слабо зцементованими кварцовими з незначною домішкою глауконіту. Потужність відкладів від 1 до 7 м [9].

Фація гіпсів та ангідритів найбільш розповсюджена у Більче-Волицькій та на Заході Західноподільської СФЗ [9].

Карбонатна фація це первинно-осадкові вапняки, які утворились в морському басейні на стадії трансгресії моря перед початком пізнього бадену. Залягають на різних фаціях нижнього бадену (опільської світи), а найбільше на сульфатних породах, з якими пов'язані поступовим фаціальним переходом, мають потужність від перших сантиметрів до 2–5 м [9].

Верхньобаденський підрегіоярус представлений утвореннями тернопільських верств та їхнім фаціальним аналогом – косівською світою [8].

Тернопільські верстви розповсюджені тільки в північній частині Західноподільської СФЗ, а косівська світа, займає крайню західну, центральну та південну частини СФЗ і практично повсюдно, хоча і незначної потужності [9].

Косівська світа вінчає розріз баденського ярусу, незгідно залягає на відкладах тираської, опільської світ, спостерігається у відслоненнях і розкрита великою кількістю свердловин. Представлена монотонним чергуванням карбонатних аргілітоподібних глин з малопотужними прошарками алевролітів, пісковиків, туфів, туфітів. Кількість і потужність піщаних прошарків збільшується в напрямку на захід [9].

Сарматський регіоярус. Нижньодашавська підсвіта за літологічним складом практично не відрізняється від косівської світи верхнього бадену, що залягає нижче, і теж складена ритмічним чергуванням сірих і темно-сірих піскуватих глин з вуглистим детритом, карбонатних пісковиків, пісків алевролітів, туфів. У розрізі переважають глини, прошарки пісків і пісковиків становлять 10–20 %. Пісковики мають складну будову і являють собою часте чергування шарів різної потужності – вапняковистих пісковиків, алевролітів та глин [9].

Верхньодашавська підсвіта. Для цієї підсвіти також характерне переважання глинистих порід. Це перешарування піскуватих глин, алевролітів, туфів, пісковиків вапняковистих. Глини збагачені алевро-піщаним матеріалом, середній вміст якого досягає 15–20 % [9].

Нагромадження балицької світи збудовані глинами вапнистими, аргілітами, пісковиками, гіпсами, конгломератами, кам'яними і калійними солями потужністю до 1200 м [9].

2.2.2. Четвертинні нагромадження

Нагромадження четвертинного віку суцільним покривом перекривають давніші відклади і представлені строкатими за генезисом, віком, літологією товщами (рис. 5, 6).

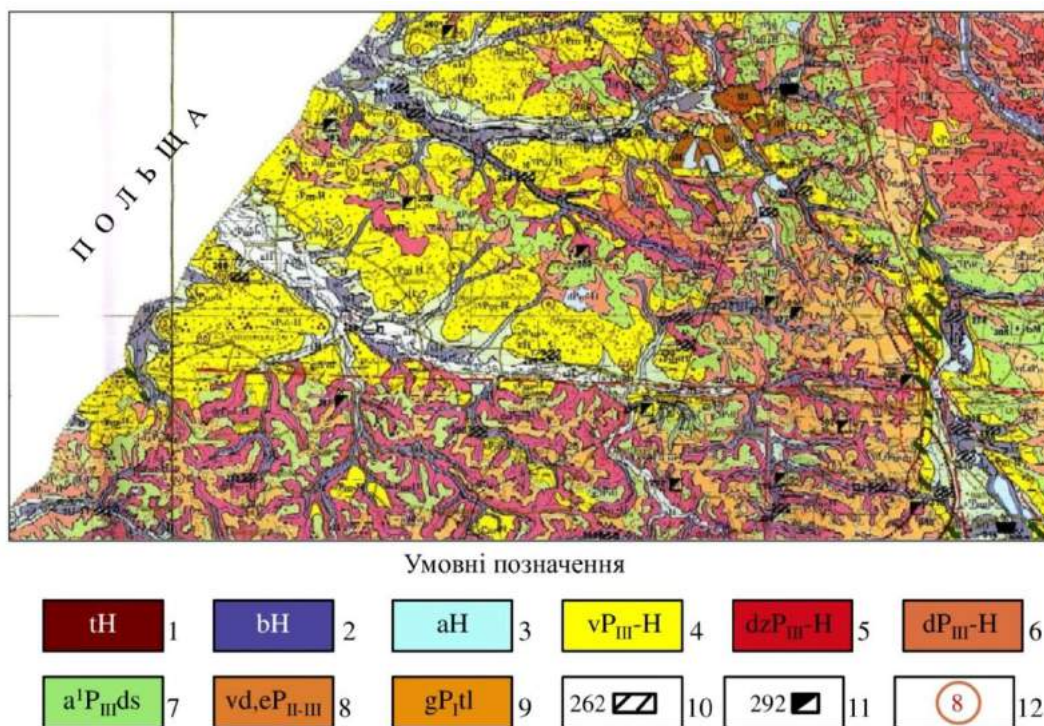


Рис. 5. Геологічна карта і карта корисних копалин четвертинних відкладів території досліджень [10]

Стратиграфо-генетичні типи відкладів: 1 – техногенні утворення. Гірничі відвали, гідровідвали. Глини, суглинки, щебінь, брили, пісок; 2 – біогенні відклади голоценового віку. Торф, заторфовані ґрунти; 3 – алювіальні відклади русел і заплав голоценового віку. Піски, супіски, суглинки, гравій, галечники; 4 – еолові відклади пізноплейстоцен-голоценового віку. Піски, супіски, суглинки; 5 – делювіальні відклади пізноплейстоцен-голоценового віку. Супіски, суглинки, піски глинисті, в підшві часто з жорствою, щебенем; 6 – делювіальні відклади пізноплейстоцен-голоценового віку. Суглинки, глини; 7 – деснянський ступінь. Алювіальні відклади першої надзапавної тераси пізноплейстоценового віку. Піски, супіски, суглинки, галечники; 8 – нерозчленовані еолово-делювіальні та елювіальні відклади середньо-пізноплейстоценового віку. Супіски та суглинки; 9 – тилігульський кліматоліт.

Інші умовні позначення: 10 – родовища корисних копалин (торф); 11 – родовища лесів, супісків, суглинків, глин (цегельно-черепична сировина); 12 – потужність четвертинних відкладів в метрах.

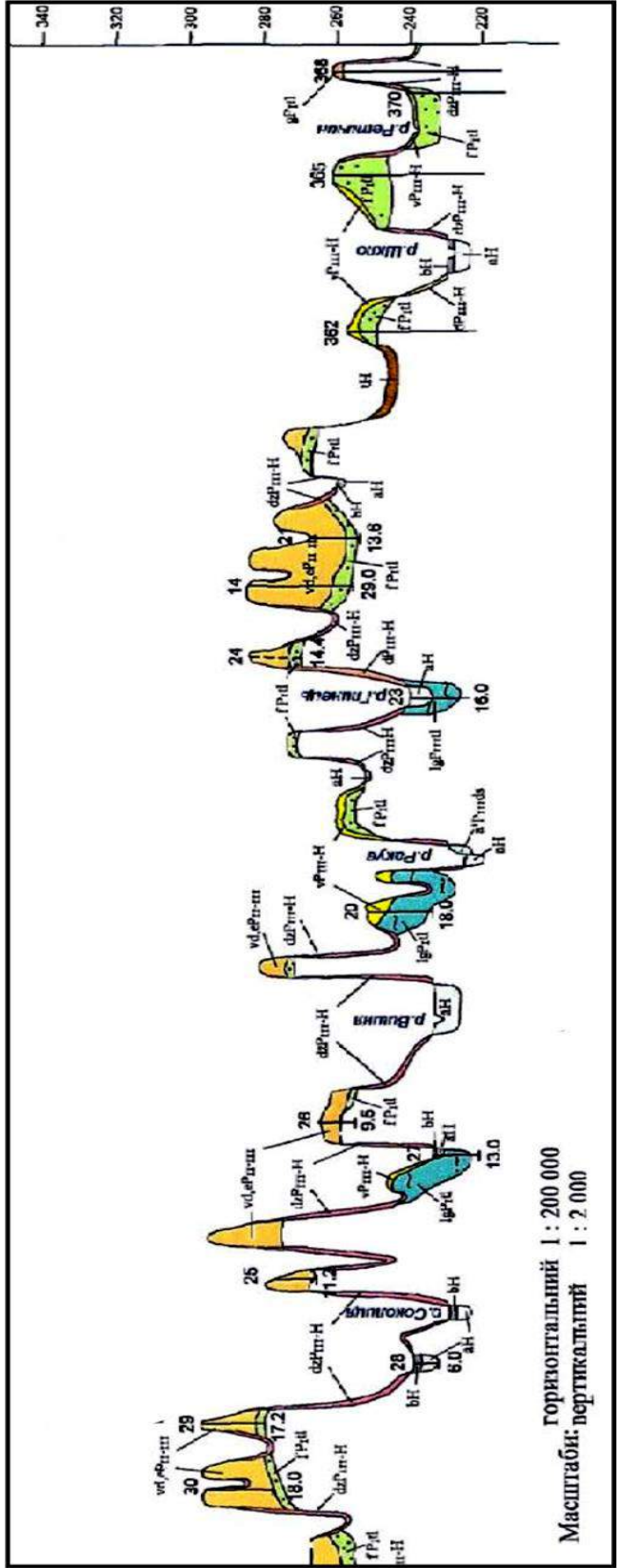


Рис. 6. Розріз товщі четвертинних відкладів території досліджень [10]
Умовні позначення аналогічні тим, що і на рис. 5

Гляціальні нагромадження тилігульського кліматоліту (ранньоплейстоценового віку) значно розповсюджені в межах території досліджень і представлені відкладами власне льодовикового і воднольодовикового (флювіо- і лімногляціального) походження [9]. Однак, вони здебільшого поховані під молодшими нагромадженнями. На денній поверхні вони рідко відслонюються і до того ж здебільшого відслонюються нагромадження власне гляціального походження, які закартовані у північно-східній частині території досліджень на межиріччях Віжомлі – Шкла і Шкла – Ретичина [9, 10]. Власне гляціальні нагромадження збудовані суглинками і супісками валунними, пісками з гравієм, галькою і валунами.

Флювіогляціальні відклади розповсюджені у долинах (бортах та днищах) рік Вишня, Віжомля, Шкло, Ретичина і деяких дрібніших. Також вони розповсюджені на поверхнях межиріччя Вишні–Глинця, Глинця–Віжомлі, Віжомлі–Шкла, Шкла–Ретичина [6, 7, 9, 10]. Вони збудовані головню пісками з прошарками суглинків і включеннями галечників, рідше галечниками з піщаним наповнювачем.

Лімногляціальні відклади розвідані в долинах рік Раків, Гноєць, де вони представлені 3–7-метровими товщами супісків, суглинків, глин [9].

Нагромадження середньо-пізноплейстоценового віку представлені нерозчленованими еолово-делювіальними та елювіальними відкладами, збудованими супісками та суглинками [9, 10]. Відклади цього генезису розповсюджені головню на сході території досліджень, де ними вкриті межиріччя Верещиці–Ракова, Верещиці–Глинця і Верещиці–Гноєця. Також вони розвинені у північній частині рівнині на межиріччі Шкла–Ретичина.

Відклади пізноплейстоценового віку представлені алювіальними нагромадженнями перших надзаплавних терас найбільших рік території досліджень: Вишні та Шкла [9, 10]. Вони збудовані пісками, супісками, суглинками, галечниками.

Делювіальні відклади пізноплейстоцен-голоценового віку здебільшого розповсюджені у верхів'ях долин невеликих рік, які є притоками Верещиці,

Ракова, Глинця, Гноєця, Віжомлі і Шкла. Також вони зустрічаються на привододільних ділянках межиріч Вишні–Шкла, Віжомлі–Шкла і Шкла–Ретичина [10]. Вони збудовані суглинками, супісками, глинами, пісками глинистими, в підшві яких часто присутня жорсткість, щебінь.

Значно розповсюдженими в межах території досліджень є еолові відклади пізноплейстоцен-голоценового віку, які розвинені у її західній частині. Вони збудовані пісками, супісками, суглинками [10]. Еолові нагромадження розповсюджені як вигляді піщаних полів, так і морфологічно добре вираженими еоловими дюнами. Потужність еолових нагромаджень змінюється в межах 8–15 м.

Найбільш строкатими за генезисом і літологією є нагромадження голоценового віку. Серед них вирізняють нагромадження алювіального, біогенного і техногенного походження [9, 10].

Алювіальні відклади русел і заплав голоценового віку розповсюджені у днищах усій великих долин території досліджень [10]. Вони збудовані пісками, супісками, суглинками, гравієм і галечниками.

У тих самих долинах рік також розвинені біогенні відклади голоценового віку, які представлені торфами і заторфованими ґрунтами [10].

У північно-східній частині території досліджень, в околицях Яворова–Шкла, розвинені техногенні утворення – це гірничі відвали, гідровідвали [9, 10]. Вони збудовані глинами, суглинками, нагромадженнями щебеню, брил і піску.

2.3. Тектоніка

Територія Надсянської рівнини розташована в межах Передкарпатського передового прогину, який складається з двох частин: Зовнішньої (автохтонної), в межах якої виокремлюють Більче-Волицьку зону з Косівсько-Угерською та Крукеницькою підзонами і Внутрішньої (алохтонної), у межах якої виділяють Самбірську та Бориславсько-Покутську зони (покриви) [9]. Ці зони різко відрізняються між собою будовою та літофаціальними особливостями порід, які

їх виповнюють. Зокрема, Більче-Волицька зона є втягнутою у прогинання окраїною Західноєвропейської платформи, сформованої на байкальській та каледонській платформній основі, а Бориславсько-Покутська зона є прогнутаю периферією Карпат.

З північного сходу межа Більче-Волицької зони проводиться по Городоцько-Калуському розлому [9]. Із заходу-південного заходу вона простежена під насувом Самбірської зони на відстані більш ніж 16 км, де обмежена Стрільбицьким розломом.

Особливістю тектоніки Більче-Волицької зони є загальне занурення її доміючої основи в бік Карпат у вигляді окремих тектонічних сходинок, утворених розломами різного віку. До найбільших розломів північно-західного простягання відносять: Городоцький, Калуський, Судово-Вишнянський, Краковецький, Меженецький [9]. Вони перетинаються молодшими поперечними розломами: Хідновицьким, Садковицьким, Пинянським, Залужанським, Меденицьким, які мають скидово-зсувний характер та амплітуду до 2 км із загальною тенденцією до затухання в бік платформи [9].

На підставі відмінностей і характеру розповсюдження неогенових утворень і за структурними особливостями основи Більче-Волицької зони в її межах виділяють Косівсько-Угерську та Крукеницьку підзони [9].

Косівсько-Угерська підзона обмежена з південного заходу Краковецьким, а з північного сходу – Городоцько-Калуським розломами. У межах зони виділяються два крупних тектонічні блоки: підвищений – Рогізненський та занурений – Бонівський, які розділені повздовжнім Судово-Вишнянським розломом [9].

Рогізненський блок. Потужність неогенового чохла тут становить понад 1200 м і збільшується в південно-східному напрямку. Міоценові відклади залягають на верхньоюрських і крейдових, які внаслідок тривалого розмиву утворили розчленований палеорельєф.

Бонівський блок розташований між Краковецьким та Судово-Вишнянським розломами і дещо опущений по відношенню до Рогізненського.

Глибина залягання сульфатних порід тираської світи в межах блоку змінюється від 1700 до 2100 м, ширина блоку – від 2–3 до 6–7 км, а довжина – до 60 км. Тут також виділені антиклінальні підняття (Південнокоханівське, Оселівське, Бонівське, Північновіжомлянське, Никловицьке та ін.) [9].

Крукеницька підзона – це глибока прискидова западина, обмежена з північного сходу Краковецьким скидом – великим розривним порушенням скидового характеру з амплітудою до 3,0–3,5 км і південно-східним підняттям зміщувача [9]. Північно-східна межа підзони співпадає з північно-східною межею Лежайського масиву, тобто лінія Краковецького розлому співпадає з насувом Лежайського масиву на Коханівську зону. Південно-західною межею підзони є Стрільбицький (Передкарпатський) розлом. Меженецький розлом південно-західного простягання розділяє Крукеницьку підзону на дві частини [9].

Самбірська зона (покрив) являє собою безкореневий тектонічний покрив, складений моласовими відкладами стебницької та балицької світ [9]. Покрив завширшки 20–30 км полого насунутий на Зовнішню (автохтонну) частину Передкарпатського прогину. Амплітуда горизонтального переміщення покриву досягає 25–30 км, потужність (товщина) зростає від перших сотень метрів у його фронтальній частині до 3–5 км з просуванням у бік Карпат [9].

Покрив має складчасту насувну будову, із північного сходу на південний захід поділяється на луски: Передову Луску, Калусько-Голинську, Чижківську, Нижанковицько-Нижньогайську, Радицько-Великотур'янську [9]. Ці луски характеризуються синклінальними й вузькими антиклінальними складками з південно-західним підняттям крил.

Поперечні порушення відіграють другорядну роль і майже не фіксуються внаслідок значної літофаціальної мінливості порід, їх фізико-механічних властивостей, повсюдного розвитку міжшарових дзеркал ковзання, будинажу, високого стискання порід тощо [9].

Характер складчасто-хвилястої поверхні Самбірського покриву залежить від морфології рельєфу автохтону, що східчасто занурюється у бік Карпат, при

цьому положиста поверхня насуву окремих лусок стає більш крутою в їх лобовій частині, де просування покриву гальмувалося опором маси порід Крукеницької западини [9]. Таким чином, структура цієї тектонічної одиниці тісно пов'язана зі структурними умовами Зовнішньої частини Передкарпатського прогину та динамікою флішових молас, які насувалися з південного заходу [9].

Бориславсько-Покутська зона (покрив) – це крайній південно-західний структурний елемент Передкарпатського прогину, сформований на краю геосинкліналі, який простежується вздовж Скибової зони у вигляді вузької смуги шириною 0,3–4,0 км [9]. Зона має вигляд великого тектонічного покриву, ускладненого насувами нижчих порядків. На північному сході по крутому насуву покрив контактує з Самбірською зоною, частково її перекриваючи. З південного заходу більша його частина частково (на відстань до 7–8 км) занурюється під Скибові Карпати [9].

У будові Бориславсько-Покутської зони беруть участь крейдово-палеогенові породи флішової формації та моласові утворення воротищенської світи нижнього міоцену. Потужність моласового чохла може сягати 2–3 км [9]. Зона характеризується розвитком полого насунутих лусок, що являють собою майже лежачі антикліналі. Групи складок, зрізаних пологими насувами з амплітудами 2–5 км, утворюють декілька тектонічних ярусів. Це обумовлює багатоярусну будову Бориславсько-Покутської зони.

РОЗДІЛ 3. НАУКОВО-МЕТОДИЧНІ ЗАСАДИ ДОСЛІДЖЕНЬ ГЕОМОРФОСИСТЕМ НАДСЯНСЬКОЇ РІВНИНИ

Складовими компонентами геоморфоситеми Надсянської рівнини є:

- 1) долинно-терасові комплекси рік Вишня, Шкло та дрібніших;
- 2) гляціального (власне льодовикового і воднольодовикового (флювіо- і лімногляціального) походження) комплексу тилігульського віку;
- 3) еолового комплексу пізньоплейстоцен-голоценового віку;
- 4) техногенного комплексу.

Їхнє дослідження неможливе без дотримання певних методичних рекомендації.

Під час досліджень долинно-терасового комплексу головне завдання полягає у виявленні кількості розвинених в долині річки терас, встановленні їхніх співвідношень у поперечному і повздовжньому до простягання долини річки перерізах, встановленні морфологічних і морфометричних характеристик, характеристик їхніх алювіальних горизонтів (фаціальний склад, літологічні характеристики) тощо.

Річкову терасу найперше розглядають як форму рельєфу – рівну або слабо нахилену поверхню, витягнуту вздовж долини й обмежену крутими уступами до нижчого і вищого рівнів [15]. У річкових терас виокремлюють декілька морфологічних складових:

- 1) площадку;
- 2) тилівий шов;
- 3) брівку;
- 4) уступ і підощву тераси.

Кожну з цих морфологічних складових тераси ґрунтовно аналізують. Зокрема, визначають ширину тераси і ширину площадки тераси; абсолютні і відносні відмітки площадки тераси, ложа її алювію; відносну висоту уступу тераси, його крутість та довжину; морфологічну вираженість кожного зі складових елементів тераси тощо.

Важливо також встановити співвідношення терас у поперечному до простяганні долини річки перерізі. За цим показником розрізняють тераси: накладені, вкладені, прихилені, врізані (рис. 7).

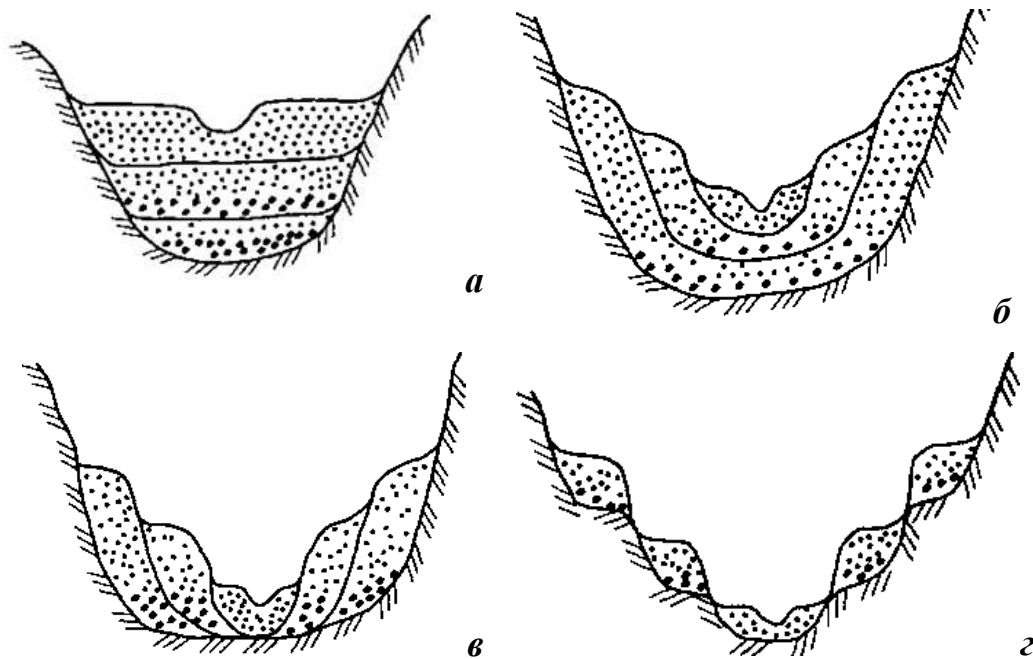


Рис. 7. Різні способи врізання річки та відповідно тераси:

а – накладені; б – вкладені; в – прихилені; г – врізані [15]

Однак, морфологічний підхід до вивчення річкових терас має декілька очевидних недоліків. Значно перспективнішим є інший підхід до розуміння річкової тераси – історико-геологічний, під час застосування якого річкову терасу розглядають як слід певного історико-геологічного етапу розвитку річкової долини, зафіксованого або у рельєфі, або у відкладах, або і в тому, і в іншому [18]. При такому підході детально вивчаються не тільки їхні морфологічні параметри, а також нагромадження терас, до яких застосовують широкий спектр літологічних досліджень [17].

Важливо наголосити на тому, що літологічні дослідження виконують не тільки під час вивчення алювіальних нагромаджень, вони також надзвичайно ефективні під час досліджень інших генетичних типів осадових порід: еолового, гляціального та іншого походження.

Під час досліджень еолових форм найперше звертають увагу на їхні морфологічні особливості. Основними морфологічними параметрами еолових форм рельєфу є їхні розміри: за цим показником розрізняють мікро- мезо- чи мегаформи, а також їхня орієнтація стосовно напрямку пануючих вітрів – поперечні і повздовжні форми (рис. 8).

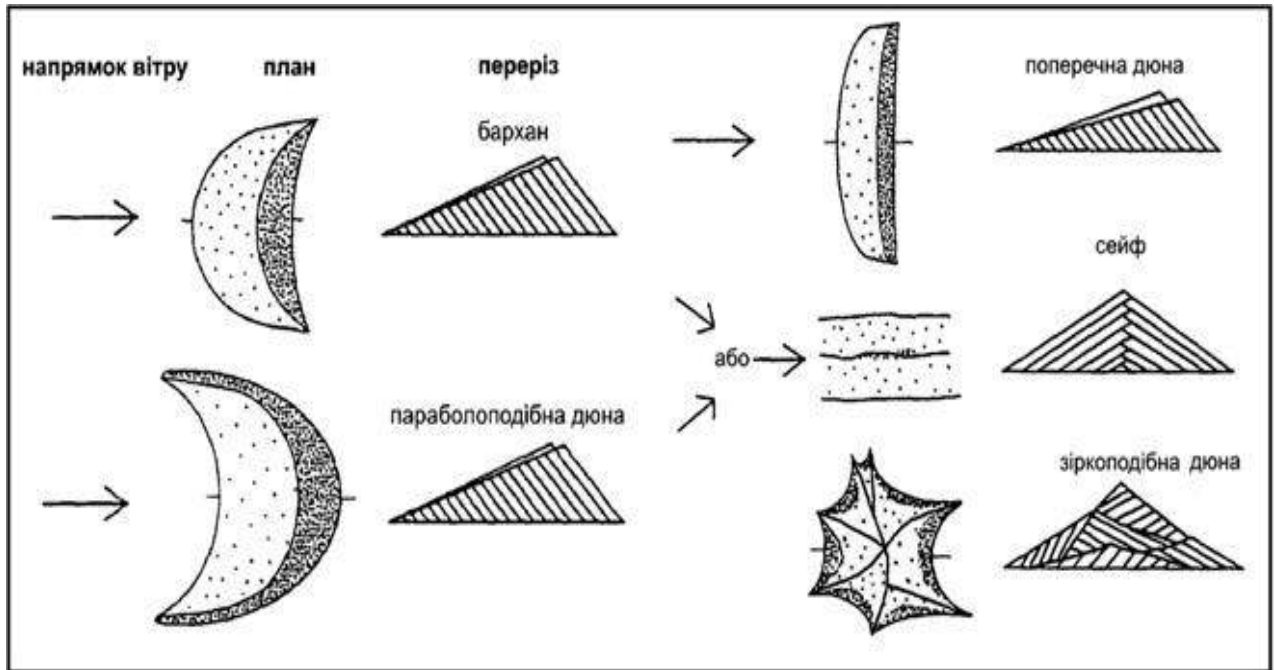


Рис. 8. Переважаючі форми акумулятивних еолових форм, в залежності від пануючого напрямку вітру [24, 27].

Найдрібнішими формами еолового рельєфу є еолові брижі. Вони мають форму невисоких гребенів, розміщених через регулярні інтервали впоперек локального напрямку вітру [24, 27]. Проте, брижі дуже рідко можуть бути самостійними формами, а найчастіше вони формують мікрорельєф поверхні більших форм – дюн, барханів тощо.

Помітною і важливою складовою еолового рельєфу є дюни. *Дюни* – це піщані горби серпоподібної форми, які розвиваються спорадично, у вигляді самостійних утворень, чи у вигляді ланцюгів і колоній, утворюючи складні форми, типові для тропічних пустель [24, 27].

Дюни формуються під час змінних напрямках вітру, а їхня міграція обумовлена осипанням піску в передній (оберненій за вітром) частині дюни.

Кінці дюн (роги) обернені вперед, за напрямком вітру, оскільки вони мігрують (переміщуються) швидше основного тіла дюни.

Передні прошарки косошаруватих серій дюн в центральній частині мають падіння до 34° . Проте в основному косошаруваті серії належать до полого-таблитчатого типу. В передній частині, на рогах дюни, кути падіння прошарків набагато менші, а напрямки майже під кутом 90° до переважаючого напрямку вітру.

Списоподібні дюни (сейфи) мають вигляд подовжених, майже прямих піщаних гребенів, довгі осі яких зорієнтовані паралельно до переважаючого напрямку вітру [24, 27]. Нагромадження піску проходить почергово на протилежних схилах дюн. Падіння косої шаруватості перпендикулярне до напрямку піщаних гребенів. Місцями присутня також слабконахилена коса шаруватість, особливо в нижніх частинах дюн.

Параболічні дюни – це U-подібні піщані гребені, які обернені ввігнутих боком за напрямком вітру. В них середня частина рухається швидше ніж бокові частини. Це пов'язано з тим, що роги параболічної дюни закріплюються рослинністю, а тому переміщуються повільно, а в той час центральна частина дюни швидко рухається вперед.

Найбільш характерною рисою параболічної дюни є ввігнута поверхня скочування. Внутрішня будова параболічних дюн характеризується різноманітною і складною шаруватістю. Передові прошарки параболічних дюн пологіші, порівняно з дюнами інших типів. Зазвичай присутні лише кілька стрімкопадаючих прошарків.

Куполоподібні дюни мають вигляд низьких округлих піщаних горбів [24, 27]. Вони виникають тоді, коли їхній ріст у висоту обмежується сильним вітром. Куполоподібні дюни не мають розвинутої крутої поверхні осипання.

Найхарактернішою рисою внутрішньої будови куполоподібних дюн є розвиток пологонахилених прошарків, навіть з підвітряного схилу дюни. Найчастіше спостерігається падіння прошарків під кутом від 20 до 28° . В основі підвітряного схилу дюни прошарки мають нахил всього до $8-14^\circ$.

Обернені дюни – це досить високі піщані гребні, які відрізняються слабкою міграцією і зазвичай мають форму, подібну до бархана. Сезонні зміни напрямків переважаючих вітрів обумовлює їхнє почергове переміщення в двох майже протилежних переважаючих напрямках. В основному форма такої піщаної дюни формується вітром одного, домінуючого напрямку, при цьому може бути добре розвинений підвітряний схил. Проте, в результаті впливу вітрів протилежних напрямків, хоча і не на великі проміжки часу, виникають невеликі поверхні скочування на гребні дюни, які часто протилежні до головного підвітряного схилу.

Внутрішня будова обернених дюн надзвичайно складна: тут поширеніші косошаруваті серії клиноподібного типу. В передових прошарках спостерігаються два максимуми крутих кутів падіння, хоча один з них може бути виражений чіткіше. Не дивлячись на зміни напрямку вітру, зазвичай зберігається полого-нахилена горизонтальна шаруватість підвітряних схилів дюн. В них також значно частіше зустрічаються деформаційні текстури, які синхронні з часом формування відкладів [24, 27].

Крім описаних вище текстурних ознак, еоловим відкладам також притаманні інші важливі літологічні ознаки:

- 1) добра сортованість – переважає фракція дрібнозернистого піску. Зазвичай відсутній як гравійно-галечниковий матеріал, який важко переноситься вітром, так і алеврито-глинистий, який виноситься вітром за межі піщаних накопичень;
- 2) добра обкатаність зерен – ознака, яка пов'язана з тривалим транспортом зерен і їхньою еоловою обробкою, багаторазовим перевіюванням, а також з характером висхідного матеріалу (флювіальні, флювіогляціальні піски), які вже зазнали переробки;
- 3) матова поверхня зерен, яка обумовлена наявністю безлічі дрібних подряпин на поверхні уламків, які виникають під час зіткнень зерен піску під час транспортування;

- 4) обмеженість мінерального складу – переважання зерен кварцу і відсутні уламки слюди, яка руйнується і виноситься вітром;
- 5) збагаченість еолових пісків стійкими і важкими мінералами в порівнянні з вихідним матеріалом (пісками флювіального, флювіогляціального походження) [24, 27].

Дослідження льодовикових форм і відкладів передбачає розв'язання проблеми відтворення:

- 1) рельєфу, який існував до зледеніння;
- 2) реконструкцію рельєфу льодовикового походження;
- 3) оцінку масштабів та способів перетворення рельєфу гляціального походження в післяльодовиковий час [15].

Для максимального повного відтворення умов формування та будови досліджуваної території важливу інформацію можна здобути під час проведення літологічних досліджень осадових порід, які полягають у *вивченні ознак відкладів, що відображають певні компоненти географічного середовища* [17, 19].

До ознак відкладів належать:

- 1) форма та умови залягання відкладів;
- 2) текстура товщі відкладів;
- 3) загальні властивості відкладів (колір, склад, наявність органічних решток тощо);
- 4) гранулометрія відкладів;
- 5) морфологія, петрографія (комплексний аналіз уламків);
- 6) мінералогічний склад (середньо-, дрібноуламкових фракцій відкладів);
- 7) фізико-механічні властивості відкладів;
- 8) інші аналізи, застосування яких визначене особливостями досліджуваних товщ [17, 19].

Літологічні дослідження виконують з дотриманням певної послідовності (рис. 9).



Рис. 9. Порядок проведення комплексних літологічних досліджень відкладів [17, 19]

Вивчення будови розрізу пухких відкладів зводиться до встановлення та опису шаруватостей, яка повністю визначається особливостями середовища осадонагромадження. *Шар* – це геологічне тіло, що складене більш-менш однорідним матеріалом і відрізняється за якими-небудь ознаками від суміжних, часто відмежованих більш-менш вираженими площинами, нашаруваннями [17, 19].

З метою всебічного аналізу шару відкладів, його проводять за таким планом:

- 1) встановлюється назва породи, яка визначається за домінуючим у ній матеріалом;
- 2) головні особливості зовнішнього вигляду породи, які ”впадають в вічі“ під час першого погляду на шар;
- 3) ступінь однорідності порід у розрізі шару;
- 4) потужність шару і елементи його залягання;
- 5) характеристики кольору шару і його зміни у розрізі шару і за простяганням;
- 6) характеристика зернистості матеріалу і його зміни у розрізі шару і за простяганням;
- 7) характеристика мінералогічного складу середньо-, дрібноуламкових відкладів і його зміни у межах шару [17, 19].

Після опису текстурних особливостей досліджуваних товщ пухких нагромаджень можна проводити наступні аналізи – їхнього гранулометричного складу, який забезпечує отримання таких важливих геолого-геоморфологічних даних

- 1) визначення назви досліджуваної породи;
- 2) отримання висновків щодо умов осадонагромадження, зокрема, змін динаміки субаквального (алювіальні галечники, піски тощо) та субаерального (леси, піски тощо) середовищ осадонагромадження;
- 3) дослідження уламків іншими методами;

4) отримання характеристик про фізичні властивості порід.

Гранулометричний аналіз полягає у розділенні певного об'єму породи на групи уламків різного розміру – фракції, і виявлення їхніх кількісних співвідношень. Породи осадового походження згідно з розмірами уламків, які їх складають, поділяють на:

- 1) грубоуламкові;
- 2) середньоуламкові (піщані);
- 3) дрібноуламкові (алевроитові);
- 4) тонкоуламкові (глинисті) (табл. 1).

Таблиця 1

Класифікація уламкових порід за гранулометричним складом [3]

Клас порід	Розмір частинок, мм	Пухкі		Зцементовані	
		Обкатані	Необкатані (гострокутні)	Обкатані	Необкатані (гострокутні)
Грубо-уламкові	>100	Валуни	Брили	Конгломерат	Брекчія
	100–10	Галечник	Щебінь		
	10–2	Гравій	Жорства		
Середньо-уламкові	2–0,05	Пісок		Пісковик	
Дрібно-уламкові	0,05–0,005	Алеврит		Алевроліт	
Тонко-уламкові	<0,005	Глина (пеліт)		Аргіліт	

Під час відбору проб для гранулометричного аналізу дотримуються декількох правил:

- 1) проводять у полі після попереднього визначення складу окремих шарів;
- 2) великі фракції (до гравію) враховують приблизно (їхній відсотковий вміст у пробі);
- 3) дрібні фракції (починаючи з пісків) відбирають масою до 0,5 кг;
- 4) кількість проб залежить від різноманітності складу шару порід;
- 5) відбирають серію зразків з одного й того ж горизонту по вертикалі та літералі.

Залежно від складу відкладів розроблено такі методи гранулометричного аналізу (табл. 2):

Таблиця 2

Методи гранулометричного аналізу [19]

<i>Стан осаду</i>	<i>Клас осаду</i>	<i>Метод</i>
Пухкий	Валуни, брили, галечник, щебінь	Візуальний, обмірювання індивідуальних уламків
	Галечник, щебінь, гравій, жорства пісок, алевроліт, глина	Ситовий аналіз, метод відмучування (останній застосовується для гравійних, жорств'яних і дрібніших уламків)
Літифікований (зцементований)	Конгломерат, брекчія	Обмірювання індивідуальних уламків
	Пісковик, алевроліт, аргіліт	Швидкий метод: підрахунок зерен по лінії перетину ниток окуляра; повільний метод – мікрометрія окремих зерен

Крім того, що гранулометричні аналізи дають можливість визначити назву досліджуваної породи, розв'язати деякі інші геолого-геоморфологічні проблеми, він створює передумови для проведення комплексного аналізу уламків. Зокрема, встановлення форми, орієнтації, ступеня обкатаності, характеру поверхні зерен та інші [17, 19, 23].

Обкатаність – це міра стирання гострих граней, виступів уламків, а також згладжування їхньої поверхні [17, 19]. Вона набувається під час транспортування уламків порід у рухомому середовищі, ударів і тертя їх між собою і об дно. За ступенем обкатаності класифікуються тільки грубоуламкові зерна. У пісках і дрібніших уламках обкатаності зерен неозброєним оком практично не видно.

Обкатаність уламкових частинок залежить від:

- 1) первинної форми уламків,
- 2) фізичних і хімічних властивостей порід,
- 3) умов транспортування і відкладання,
- 4) вторинних процесів
- 5) розмірів уламків;
- 6) абразійну стійкість уламків [17, 19].

Максимально швидке обкатування уламків відбувається на початкових етапах перенесення матеріалу, поступово, з часом і відстанню, воно послаблюється.

Під час визначення обкатаності грубоуламкового матеріалу дотримуються таких правил:

а) матеріал відбирають з уламків двох розмірів – одну пробу у 400–500 зерен беруть з матеріалу діаметром 2–3 см, а другу – 200 зерен – розміром уламків 9–10 см;

б) розсортовують уламки у кожній пробі за ступенем обкатаності на п'ять класів, підпасовуючи описуваний уламок під відповідний опис, який поданий у таблиці (табл. 3).

На обкатаність піщаних зерен суттєво впливає спайність мінералів.

З обкатуванням тісно пов'язана наступна характеристика уламкового матеріалу – *характер поверхні*. Характер поверхні визначається, головню, для піщаних зерен, зокрема розрізняють такі види поверхонь:

- 1) *полірована, блискуча* – на поверхні уламків зустрічаються лише окремі ямки, штрихи і борозни зі згладженими бортами. Ця поверхня

- притаманна для піщаних зерен, які тривалий час транспортувались водою (флювіальними та іноді флювіогляціальними водами);
- 2) *ямкова*, з чітко видимими навіть за невеликого збільшення ямками. Цей тип поверхні утворюється на піщаних зернах у результаті сильних ударів під час швидкого руху флювіогляціальних вод;
 - 3) *матова* – поверхня з безліччю дрібних подряпин, отриманих під час зіткнення частинок між собою. Притаманна для еолових пісків;
 - 4) *огранена* – притаманна кристалам і характерна для зерен з доброю спайністю, наприклад польовим шпатам. Цей тип поверхні притаманний для пісків льодовикового походження;
 - 5) *роз'їджена* – характеризується тим, що нерівності мають надзвичайно неправильну форму і нагадують сліди травлення кислотою. Така форма притаманна, головню, уламкам льодовикового походження, перетворених ґрунтотвірними процесами [19].

Таблиця 5

Характеристика уламкового матеріалу за ступенем обкатаності [8]

<i>Клас</i>	<i>Характеристика</i>	<i>Обкатаність, %</i>
0	Нема слідів обкатаності, уламки з гострими кутами і ребрами	0
1	Кутасті уламки зі слабо обтертими кутами і ребрами	25
2	Слабко обкатані уламки, збереглася первинна форма, але кути і ребра згладжені	50
3	Добре обкатані уламки із заокругленими кутами, стертими ребрами і набутими округлими формами	75
4	Надзвичайно добре обкатана галька з відшліфованою поверхнею, еліпсоподібною, або сферичною формою	100

Слід зазначити, що поверхня уламків малостійка і змінюється швидше аніж їхня форма. Поверхня зерен змінюється майже під час кожного перевідкладання.

РОЗДІЛ 4. МОРФОЛІТОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГЕОМОРФОСИСТЕМ НАДСЯНСЬКОЇ РІВНИНИ

4.1. Долинно-терасових комплексів флювіальних геоморфосистем

Територію Надсянської рівнини дронує густа мережа порівняно невеликих рік із незначним ерозійно-аккумулятивним потенціалом. В зв'язку з цим форми рельєфу і відклади флювіального походження в межах території досліджень слабо розвинені. Крім того, долини таких рік як Шкло, Віжомля суттєво антропогенно перетворені і як наслідок в їхніх межах тераси або морфологічно взагалі не виражені, або виражені тільки на окремих відтинках.

Морфологічно найліпше тераси виражені в межах долин двох найбільших рік території досліджень: Вишня і Шкло, де виокремлюють першу надзаплавну терасу пізньоплейстоцен-голоценового віку (деснянський ступінь) і заплаву голоценового віку [10].

Долина Вишні у межах Надсянської рівнини поступово розширюється вниз за течією річки з 2,5–3,0, що поблизу Судової Вишні, до 4,0 км в околицях Малнова, а у її бортах та днищі можна чітко виокремити надзаплавну терасу пізньоплейстоценового віку (деснянський ступінь [10]) і голоценову заплаву.

Пізньоплейстоцен-голоценова перша надзаплавна тераса розвинена головню на правобережжі річки. Вона піднімається над руслом річки до 9–11 м, а ширина її площадки досягає 1,0–1,2 км. Брівка тераси та схил, який відділяє її від заплави, що досягає 4–5 м, добре виражені, особливо там, де тераса підрізана старицями, розвиненими на заплаві (рис. 10).

На правобережжі Вишні тиловий шов тераси часто морфологічно слабо виражений, оскільки він розчленований долинами приток Вишні, або замаскований піщаними дюнами, насипами. На лівобережжі Вишні тиловий шов тераси, навпаки, практично повсюди добре виражений і фіксується підніжжям 40–50-метрового макросхилу Сянсько-Дністерської височини.

Потужність алювіальних нагромаджень тераси, які збудовані різнозернистими пісками, досягає 10 м, а подошва цих нагромаджень розкрита

на 2–3 м нижче русла річки [9, 10]. Знизу алювіальні нагромадження підстелені 4–6-метровою товщею гляціальних нагромаджень (MIS 12), збудованих глинами з включенням валунів гранітів, кварцитів.



Рис. 10. Комплекс першої надзаплавної тераси – заплави р. Вишня в районі сіл Пісок і Берегове

Верхня частина алювіальних нагромаджень першої надзаплавної тераси Вишні нами найгрунтовніше вивчена в розрізі Хоросниця ($49^{\circ}81'23.3''N$ $23^{\circ}25'50.5''E$), який розташований на відстані близько 1 км на південний захід від залізничної станції в селі Хоросниця (рис. 11).



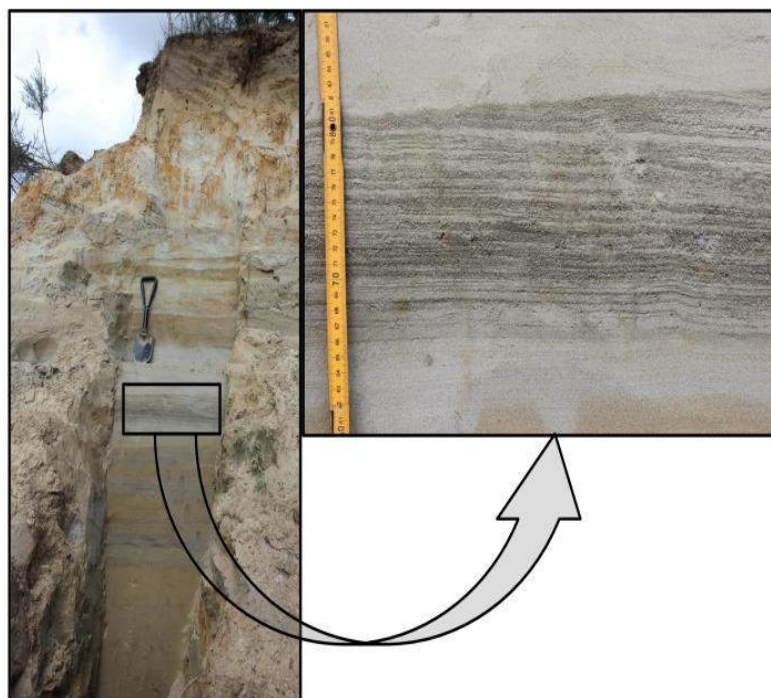
Рис. 11. Розташування розрізу нагромаджень першої надзаплавної тераси р. Вишня Хоросниця

Розріз закладений у активно не експлуатованому піщаному кар'єрі, на стінці північної експозиції висотою до 4,5 м (рис. 12).



Рис 12. Зачистка нагромаджень тераси в розрізі Хоросниця

Алювіальні нагромадження тераси в розрізі Хоросниця збудовані різнозернистими сірими, темно-сірими, зеленкувато-сірими, зеленкувато-коричневими і світло-коричневими пісками. Верхній 4-метровій товщі пісків притаманна хвиляста- і горизонтальна шаруватості, які виражені як в змінах гранулометричного складу пісків, так і в змінах їхнього забарвлення (смугастість). Потужність прошарків поступово зростає вниз по розрізу алювіальних нагромаджень з 1–4 до 7–10 см. Однак на різних поверхах алювіальних нагромаджень часто трапляється тонка (до 1–2 мм) горизонтальна шаруватість, яка в окремих випадках нагадує шаруватість типу стрічкових глин (рис. 13).



**Рис. 13. Текстурні елементи алювіальних нагромаджень в розрізі
Хоросниця**

Нижче 3,8–4,0 м від поверхні тераси хвиляста і горизонтальна шаруватості поступово зникають, а головними текстурними елементами алювіальних нагромаджень стають лінзоподібні текстури.

За результатами проведених гранулометричних аналізів відібраних зразків пісків встановлено, що спостерігаються незначні зміни співвідношень фракцій (рис. 14, 15).

Головними складовими компонентами алювіальних нагромаджень тераси є піски двох фракцій: 0,63–0,25 і 0,25–0,125 мм. Переважає піщана фракція розміром 0,25–0,125 мм, вміст якої коливається у межах 40–50 %, а на глибині 1,0–1,1 м від поверхні тераси навіть досягає 72,3 %. Піски фракції 0,63–0,25 мм, вміст яких змінюється з 41 до 14 %, є другим складовим компонентом алювіальних відкладів. Найменш розповсюдженими є грубі (понад 1,25 мм) піски, частка яких не перевищує 10 % від загальної маси відібраних проб.

Зміни текстурних елементів, гранулометричного складу алювіальних нагромаджень дають підстави розглядати їх як відклади руслової і заплавної фацій. Заплавна фація розкрита до глибини 3,2–3,7 м від поверхні тераси і

представлена горизонтально- та хвилясто шаруватими пісками. Руслова фація розкрита на глибині 3,2–3,7 м від поверхні тераси і до дна зачистки. Вона збудована лінзоподібно шаруватими і не шаруватими пісками.



Рис 14. Місця відбору проб на аналіз гранулометричного складу відкладів

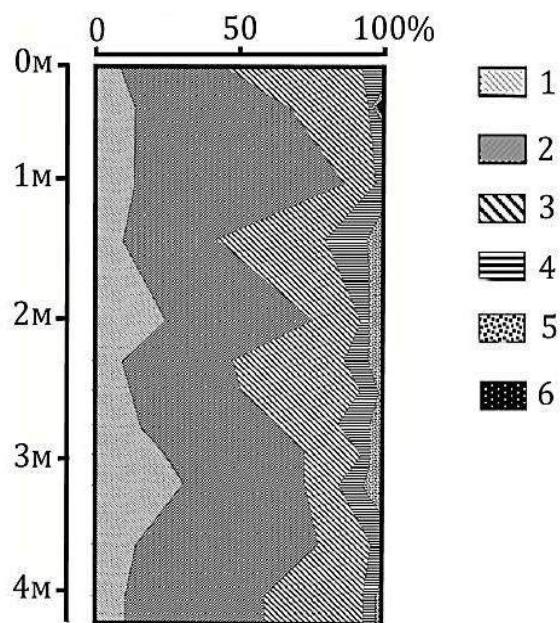


Рис. 15. Гранулометричний склад алювію тераси, розкритого в розрізі Хоросниця

Фракції: 1 – 0,10–0,125 мм; 2 – 0,125–0,250 мм; 3– 0,250–0,63 мм; 4 – 0,63–1,25 мм; 5 – 0,125–1,6 мм; 6 – понад 1,6 мм

У надзаплавну терасу пізноплейстоценового віку врізана (вкладена–?) голоценова заплава Вишні. Заплава, перевищення якої над руслом річки досягають 4–5 м, двостороння, розчленована різновіковими старицями: старої генерації, відшнурованих від русла Вишні у суббореальний період, і молодшими старицями субатлантичного віку [2]. Нагромадження стариці молодшої генерації були опрацьовані в розрізі Заріччя 2 (рис. 16).

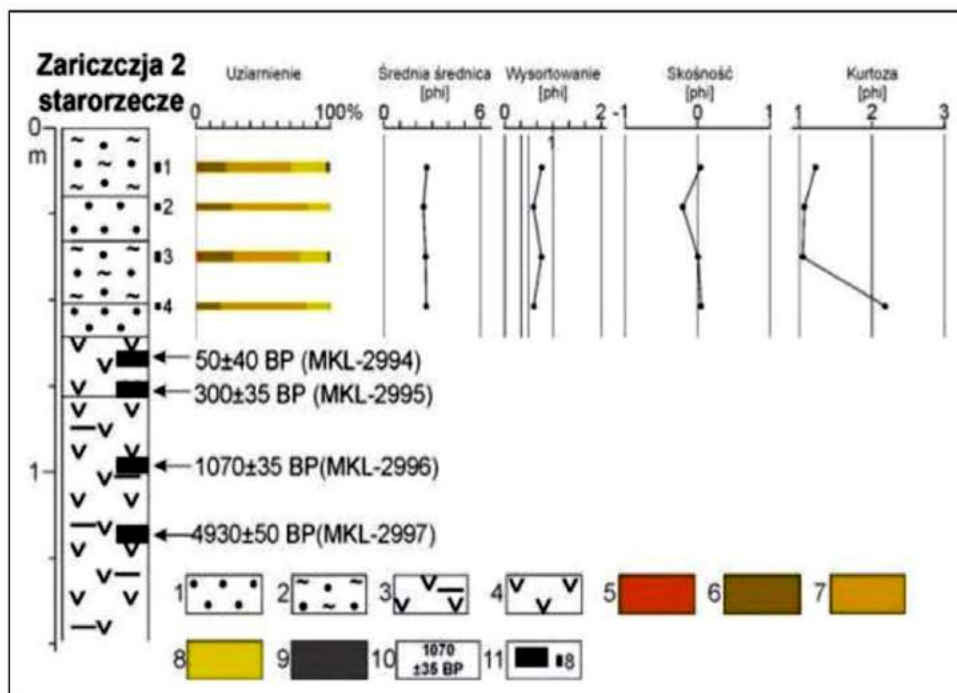


Рис. 16. Літологічний профіль і показники гранскладу делювіальних відкладів в профілі Заріччя 2 [2]

1 – пісок; 2 – пісок з домішками глинистого матеріалу; 3 – торф з домішкою суглинистого матеріалу; 4 – торф; 5 – крупнозернистий пісок; 6 – середньозернистий пісок; 7 – дрібнозернистий пісок; 8 – дуже дрібнозернистий пісок; 9 – суглинок; 10 – результати радіовуглецевого датування; 11 – місця відбору зразків для лабораторних аналізів.

Потужність алювіальних відкладів заплави, збудованих горизонтально шаруватими піщано-глинистими нагромадженнями, з вкладками шарів торфу, досягає 6–8 м, а їхня підшва розташована на 2–3 м нижче русла річки. Рельєф заплави зберігає добре виражені риси флювіального походження, який можна описати як гривистий.

У долині р. Шкло пізньоплейстоцен-голоценова перша надзаплавна тераса розвинена у нижній частині течії річки, нижче м. Яворів. В околицях сіл Наконечне Перше і Друге ця тераса розвинена у вигляді окремих уривків, розосереджених по ліво- і правобережжю річки. Але найліпше перша надзаплавна тераса розвинена нижче хутора Поруденко, де нею охоплене межиріччя Шкла–Відомлі і нижче Краківця, вже власне в долині р. Шкло.

Перевищення поверхні першої надзаплавної тераси над руслом р. Шкло досягають 6–9 м, а ширина її площадки поступово зростає вниз за течією річки і в околицях с. Наконечне Друге досягає 0,7–0,9 км. Нижче хутора Поруденко, де річки Шкло і Віжомля творять спільну широку коритоподібну долину, ширина першої тераси зростає до 1,2–1,6 км.

Тераса збудована шаруватими піщано-глинистими алювіальними нагромадженнями, з вкладками шарів торфу. Сумарна потужність алювіальних відкладів у нижній частині долини річки досягає 15–20 м [2]. Знизу вони підстелюються гляціальними (флювіогляціальними–?) піщано-гравійно-галечниковими відкладами ранньоплейстоценового віку.

Тилові частини тераси вкриті потужними торфовими нагромадженнями.

У першу надзаплавну терасу врізана (вкладена–?) заплава голоценового віку, перевищення якої над руслом річки досягають 3–5 м. Алювіальні нагромадження заплави збудовані піщано-глинистими відкладами з прошарками торфів.

4.2. Гляціального комплексу

Гляціальні нагромадження (власне льодовикового і воднольодовикового (флювіо- і лімногляціального) походження) тилігульського кліматоліту значно розповсюджені в межах території досліджень, однак на денній поверхні вони рідко відслонюються. В сучасному рельєфі Надсянської рівнини також майже не проявляються форми рельєфу гляціального походження, крім долин скидання талих льодовикових вод, тепер успадкованих ріками Вишнею, Шклом та деякими іншими (рис. 17).

Найліпше відклади власне гляціального походження (морена) збереглись у північно-східній частині території Надсянської рівнини на межиріччях Віжомлі – Шкла і Шкла – Ретичина [10]. Вони збудовані суглинками і супісками валунними, пісками з гравієм, галькою і валунами кристалічних і осадових порід. Однак, розрізів гляціальних нагромаджень, придатних для опрацювання, відшукати не вдалось.

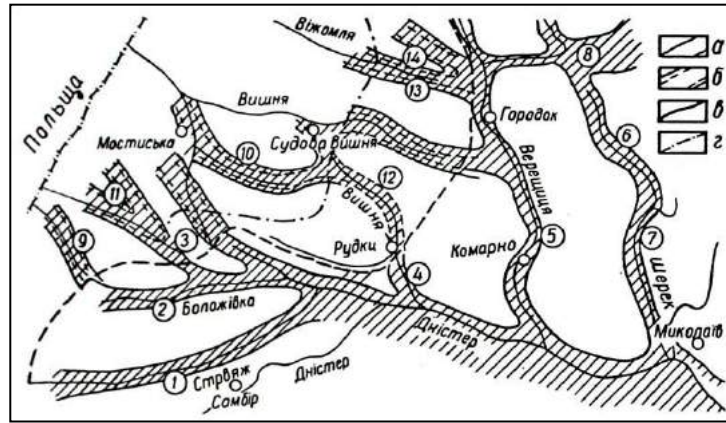


Рис. 17. Схема розміщення водно-льодовикових долин Передкарпаття [6]
а – водно-льодовикові долини, зайняті сучасними водотоками басейну Дністра: 1 – Стривігор; 2 – Болосівка; 3 – Болотна; 4 – Вишенькою; 5 – Верещицею; 6 – Ставчанкою; 7 – Щиркою; 8 – Білогоро-Мальчицькою долиною; *б* – водно-льодовикові долини, зайняті сучасними водотоками басейну Сяну: 9 – Вирвою; 10 – Січнею; 11 – Бухтою; 12 – Вишнею; 13 – Віжомлею; 14 – Гноєнець; *в* – Головний європейський вододіл; *г* – південна межа поширення морени.

Також гляціальні нагромадження поширені у бортах Надсянської рівнини, представлених схилами височин Розточчя і Сян-Дністерського межиріччя. Зокрема, в околицях м. Мостиська для вивчення доступне відслонення морени і флювіогляціальних пісків (рис. 18).



Рис. 18. Відслонення власне гляціальних (морена) і флювіогляціальних нагромаджень в розрізі Мостиська-Рудники

Морена потужністю (розкрито) до 1 м, залягає в основі пухких нагромаджень. Вона збудована різнозернистими безкарбонатними пісками, з великою кількістю добре обкатаного карпатського (сірі пісковики, силіцити) і північного (граніти, кварцити) матеріалу. Вміст грубоуламкового матеріалу не більше 10–15 % від загального об'єму матеріалу морени. Максимальні розміри включень – до 30 см у поперечнику. Морена місцями шарувата, шаруватість підкреслюється смугами бурого озалізнення.

Колір морени бурий, червонувато-бурий, з плямами сизуватого оглеєння і чорними Fe-Mn конкреціями.

Зверху морена перекрита горизонтально та хвилясто шаруватими різнозернистими (від грубо- до тонкозернистих) пісками флювіогляціального походження.

Флювіогляціальні відклади розповсюджені як у долинах рік Вишня, Віжомля, Шкло, Ретичина та інших, так і на схилах межиріч Вишні–Глинця, Глинця–Віжомлі, Віжомлі–Шкла, Шкла–Ретичина [6–10, 25].

В долинах рік флювіогляціальні відклади розбурені на значних глибинах та повсюдно перекриті 5–7-метровою товщею алювію пізньоплейстоцен-голоценового віку (рис. 19).

Згідно з даними буріння флювіогляціальні відклади, які поширені в днищах рік Вишня і Шкло, збудовані пісками з прошарками суглинків і включеннями галечників, рідше галечниками з піщаним наповнювачем.

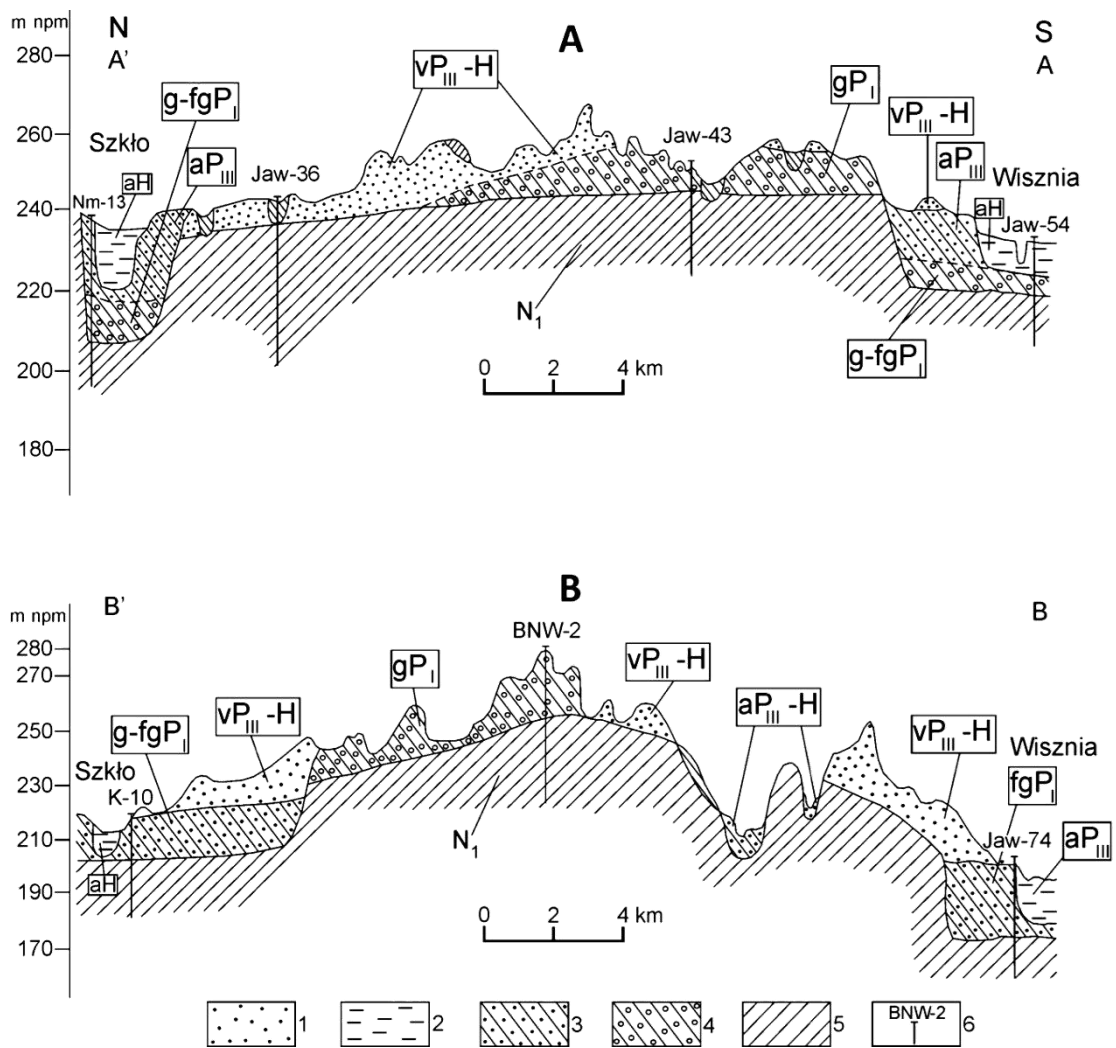


Рис. 19. Геологічний розріз нагромаджень Надсянської рівнини.

А – між Арламівською Волею і Краківцем (уздовж лінії А–А’); В – між Судовою Вишнею і Яворовом (уздовж лінії В–В’) [2].

Літологія відкладів: 1 – пісок, 2 – глина, 3 – флювіогляціальні піски, 4 – глина з включенням валунів гранітів, кварцитів (морена), 5 – корінні (краковецькі) глини та суглинки, 6 – номер свердловин. *Генезис і вік відкладів:* N1 – краковецькі (неоген) глини та суглинки, g-fgP_I – гляціальньо- флювіогляціальні відклади (нижній плейстоцен), fgP_I – флювіогляціальні відклади (нижній плейстоцен), gP_I – гляціальні відклади (нижній плейстоцен), vP_{III}-H – еолові відклади (верхній плейстоцен – голоцен), aP_{III}-H – алювіальні відклади (верхній плейстоцен – голоцен), aH – алювіальні відклади (голоцен)

Флювіогляціальні відклади також поширені в бортах річкових долин рік Шкло і Вишня, де вони доступні для вивчення (рис. 20).

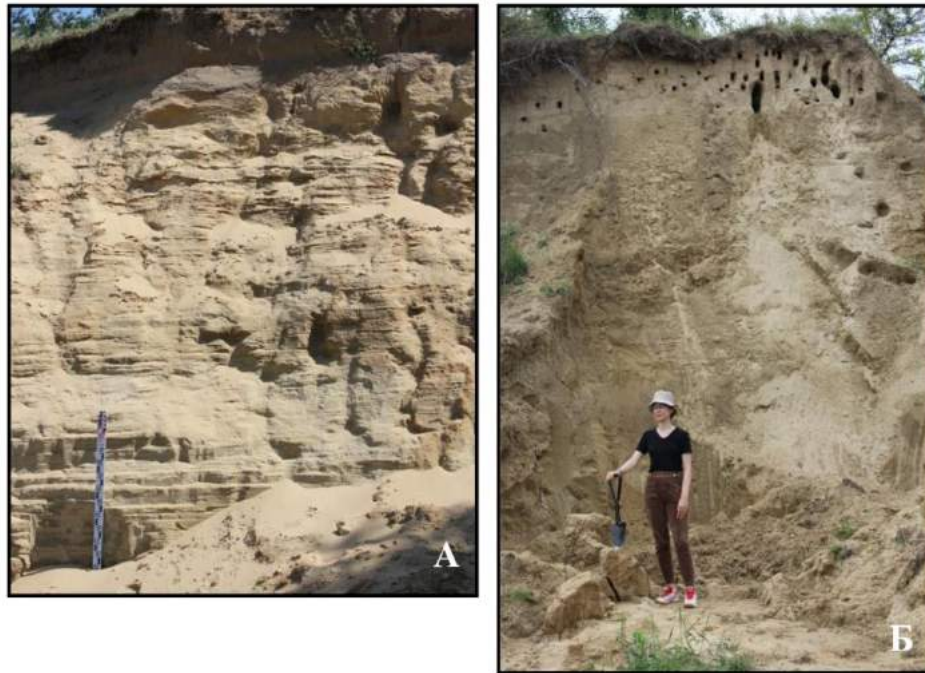


Рис. 20. Відслонення флювіогляціальних відкладів у розрізах Зарріччя (А) і Судова Вишня (Б)

Це складнобудовані піщані товщі головними текстурними елементами яких є горизонтальна шаруватість, з потужністю прошарків від 4–5 до 7–10 см. (рис. 21).



Рис. 21. Зачистка товщі флювіогляціальних пісків в розрізі Заріччя

Шаруватість виражена у зміні гранулометричного складу пісків та їхнього кольору

Також на різних поверхнях флювіогляціальних відкладів розвинені лінзоподібні текстури, потужністю до 8 см і більше. Їхні ядра збудовані сірими та темно-сірими пісками середньозернистими, навіть грубозернистими, полімікітовими (кварц, слюда і зерна рожевих мінералів (ортоклаз?) по периферії оконтурених світло-коричневими пилюватими пісками.

Головними складовим компонентом флювіогляціальних пісків є зерна фракцій: 0,63–0,25 і 0,25–0,125 мм, з переважанням перших на які припадає 30–40 % від загальної маси проби. На окремих поверхнях піщаних нагромаджень переважають дрібні піски, розміром 0,125–0,250 мм і 0,10–0,125 мм, вміст яких досягає 58 % і 36 % відповідно.

4.3. Еолового комплексу

Еолові відклади, які розповсюджені в межах Надсянської рівнини, описувались різними дослідниками: М. С. Демедюком, П. Зелінським та

І. Семенюк, А. Яцишиним та В. Міком, також про них є відомості в Державній геологічній карті України [8–10; 20, 29].

Однак недостатньо вивченими залишаються проблеми поширення еолових відкладів в межах рівнини, їхня морфологія та будова.

Еолові відклади на території Надсянської рівнини поширені як у вигляді покриву, так і морфологічно добре виражених дюн, поширених в долинах рік Вишня і Шкло (рис. 22, 23). Найбільш поширені вони в неширокій смузі, шириною 3–5 км, яка тягнеться вздовж правого борту долини р. Вишні через сіл Малнів, Мартини, Соколя, Арламівська Воля, Хоросниця і Заріччя. Від с. Берегове, і до с. Родатичі поодинокі еолові форми простягаються вздовж північного схилу долини річки Раків, а також вздовж долини річки Глинець.



Рис. 22. Дюна в околицях с. Хоросниця

У долині р. Шкло еолові акумулятивні форми розвинені між Краківцем і Яворовом. Найбільші з них спостерігаються в західній частині долини, в околицях м. Краковець, Роснівка, Наконечне. З просуванням на схід на схилах долини р. Шкло спостерігаються порівняно невеликі форми різного типу, протяжністю до 700 м.

На межиріччях, які відзначаються значно більшою розчленованістю рельєфу, морфологічно виражені еолові форми майже відсутні, або виділяються погано.

Концентрація еолових акумулятивних форм у долинах рік Вишня і Шкло дає підстави вважати, що піщаний матеріал, необхідний для утворення еолових нагромаджень, походив з алювіальних і флювіогляціальних пісків, раніше нагромаджених у долинах згаданих рік. Значна частина піску також була принесена з території Сандомирської рівнини (Республіка Польща), східною частиною якої є Надсянська рівнина, де також відомі численні дюнні поля [31].

Отже зонами інтенсивного винесення матеріалу (дефляції) були широкі долини річок Вишні, Шкло, Бухти, Сяну, які дрениують Надсянську і Сандомирську рівнини.

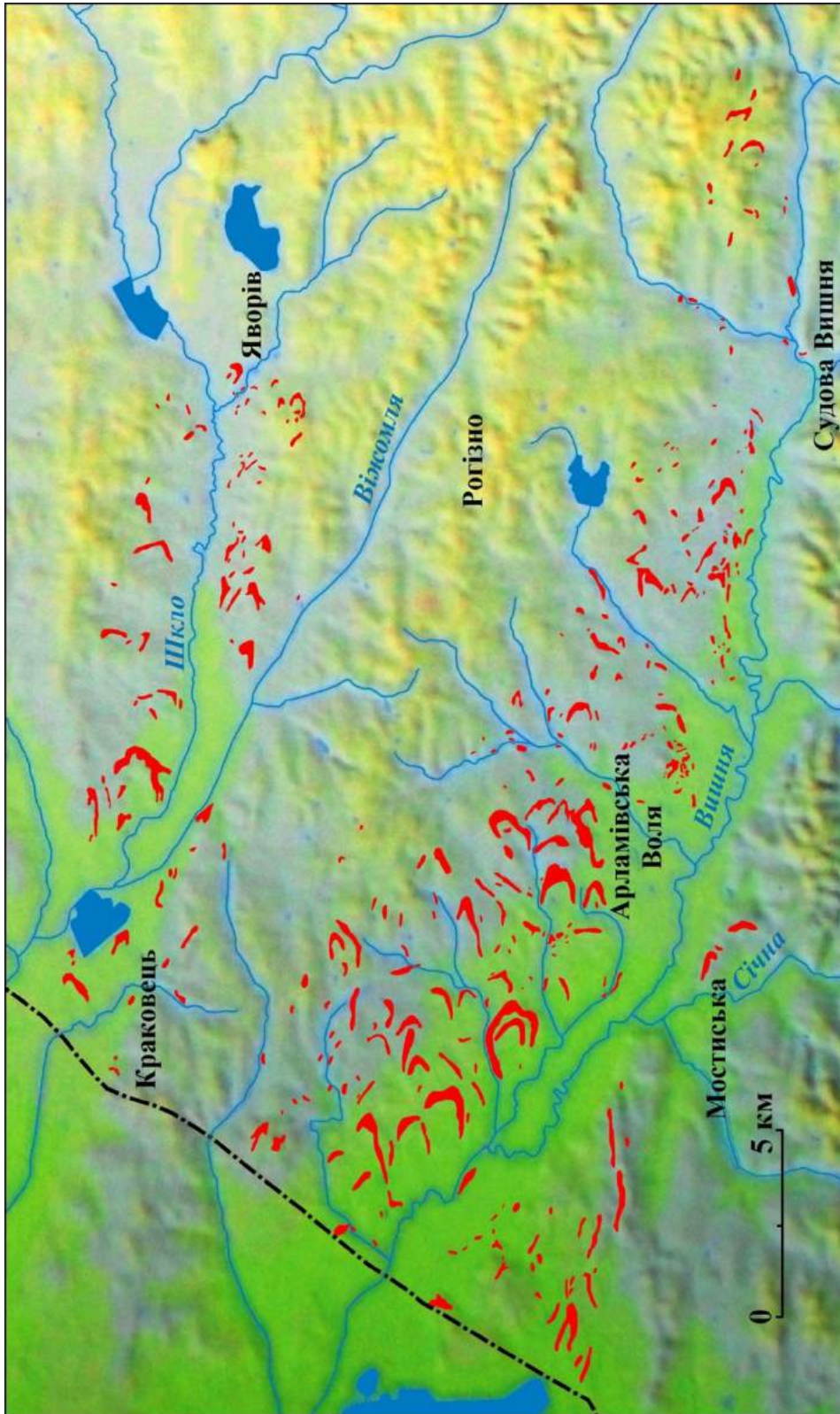


Рис. 23 . Схема поширення дюн в межах Надяньської улоговини [29]

1 – дюни; 2 – постійні водотоки; 3 – державний кордон України.

Типовими еоловими формами території досліджень є параболічні дюни, еолові горби та пасма. Їхня протяжність досягає 100–150 м, протяжність по гребеню 1–2 км , а висота до 10–15 м. Відстань між окремими дюнами досягає 1–3 км, іноді більше.

Вигляд дюн у плані, зокрема орієнтація їхніх рогів на захід, свідчить про те, що в час їхнього утворення (пізній плейстоцен – голоцен) панував західний (з північного-заходу на південний схід) переніс.

Еолові нагромадження шаруваті, шаруватість близька до горизонтальної. Кут падіння прошарків не більше 15° . Шаруватість, зазвичай, дуже тонка – потужність окремих прошарків не перевищує 1–2, максимум 3–4 мм. Піски тонкозернисті і добре сортовані. Іноді зустрічаються добре витримані за простяганням прошарки грубозернистих пісків, потужністю до декількох сантиметрів.

Гранулометричний склад еолових відкладів характеризується однорідністю: домінує фракція 0,25–0,1 мм, відносний вміст якої досягає 70–75 % від загальної маси уламків проби. До 40 % від загальної маси уламків проби припадає на фракції розміром 0,5–0,25 та менше 0,1 мм. Найменш розповсюдженими є уламки розміром понад 0,5 мм.

4.4. Техногенного комплексу

Багатий природно-ресурсний потенціал Надсянської рівнини зумовив розвиток у її межах гірничопромислового виробництва та його значний вплив на геоморфосистему рівнини. Особливо відчутний вплив відчувається на заплавно-терасований комплекс долини річках Шкло і менш відчутний у межах долини Вишні.

Вагомим чинником впливу на геоморфосистему Надсянської рівнини є гірничодобувна діяльність, яка особливо активно провадилась у північно-східній частині рівнини в околицях населених пунктів Яворів–Шкло (у районі Яворівського ДГХП “Сірка”). Яворівський гірничопромисловий район майже весь (понад 80 % площі) розташований саме в межах Надсянської рівнини (Передкарпаття) і лише його незначна частина розміщена в межах Розточчя і Опілля.

Під час гірничого розроблення корисних копалин відкритим способом був сформований комплекс від’ємних (кар’єри) і додатних (відвали) форм

рельєфу, утворені полігони промислових, в тім числі й токсичних відходів. Крім того, унаслідок діяльності Яворівського ДГХП “Сірка” у північно-східній частині рівнини також активізувались карстові процеси.

На території Яворівського ДГХП “Сірка” сформувалась низка техногенних об’єктів. Зокрема, кар’єр глибиною до 80–85 м і шириною до 3 км, площею земельного відведення близько 1080 га; три зовнішні відвали площею 918 га, гідровідвал площею 794 га; три хвостосховища сумарною площею 680 га; сім водосховищ площею водного дзеркала 1518 га; дві рудні підземної виплавки сірки площею 77 га і чотири промислові зони площею 388 га [14]. Тут накопичено 1,52 млрд т (770 млн м³) промислових відходів, під складування яких відведено 1,5 тис. га земельних угідь [14].

Видобуток сірки відкритим способом потребував зміни русел річок і створення додаткових дренажних систем; будівництва водосховищ, що запобігають затопленню кар’єру; будівництва відвалів, хвостосховищ, гірничо-промислових об’єктів для перероблення і збагачення сірки, залізниць, автошляхів, трубопроводів тощо. Все це повністю змінило гідрологічний режим території і призвело до розвитку таких негативних природно-антропогенних процесів, як підтоплення і заболочення. Найбільші площі підтоплень простежуються у долинах річок Шкло, Гноєнець, особливо в місцевостях плоских поверхонь заплав і фрагментів першої надзаплавної тераси [14].

Сформований у межах ЯГПР техногенний комплекс форм рельєфу і відкладів призвів до розвитку антропогенно-зумовлених фізико-геологічних процесів. Найпоширенішими серед них є такі: заболочування, площинна, бокова і лінійна ерозія, карст [14].

Процеси заболочення і бокової ерозії активно розвиваються у межах плоских днищ річкових долин, заплав і низьких терас [14]. В межах хвилястих воднольодовикових рівнин активно розвивається площинний змив і карст, а на крутосхилих ділянках межиріч і структурно-денудаційної височини Розточчя – лінійна ерозія і карст.

Внаслідок активізації карстопровальних явищ зросла кількість поверхневі карстових форми, яких виявлено 1033, особливо в межах санаторію “Шкло”. Площа карстонебезпечних територій обмежена розвитком депресійної лійки площею до 100 км² [14].

З 2001 р. у зв'язку з ліквідацією Язівського сірчаного кар'єру проведені рекультиваційні роботи, спрямовані на відновлення ландшафтів та створення рекреаційної зони на основі новоствореного Яворівського озера.

Екологічна ситуація суттєво змінилася з 2002 р., тобто після того, як було розпочате кероване затоплення кар'єру. Воно супроводжувалось проведенням робіт з виположування схилів, створення водовідвідного каналу. Водночас це призвело до активізації абразійних та ерозійних процесів на озері [14].

4.5. Етапи формування геоморфосистеми Надсянської рівнини

В історії формування геоморфосистеми Надсянської рівнини можна виокремити п'ять етапів:

- 1) ранньоплейстоценовий;
- 2) пізньоплейстоценовий;
- 3) пізньоплейстоцен-голоценовий;
- 4) голоценовий;
- 5) сучасний.

Перший – ранньоплейстоценовий, етап формування Надсянської рівнини характеризується активним розгортанням гляціальних морфолітогенетичних процесів. Впродовж цього етапу відбувається активна акумуляція власне гляціальних (морена) відкладів та формування флювіогляціальних форм рельєфу – долин стоку талих льодовикових вод та відкладів, що їх виповнюють.

Відклади власне гляціального походження (морена) поширені на межиріччях Вишні – Глинця, Глинця – Віжомлі, Віжомлі – Шкла і Шкла – Ретичина.

Флювіогляціальних відклади приурочені до днищ долин рік Надсянської рівнини, а їхня підшва розташована іноді навіть нижче ложа алювіальних горизонтів голоценового віку (рис. 24).

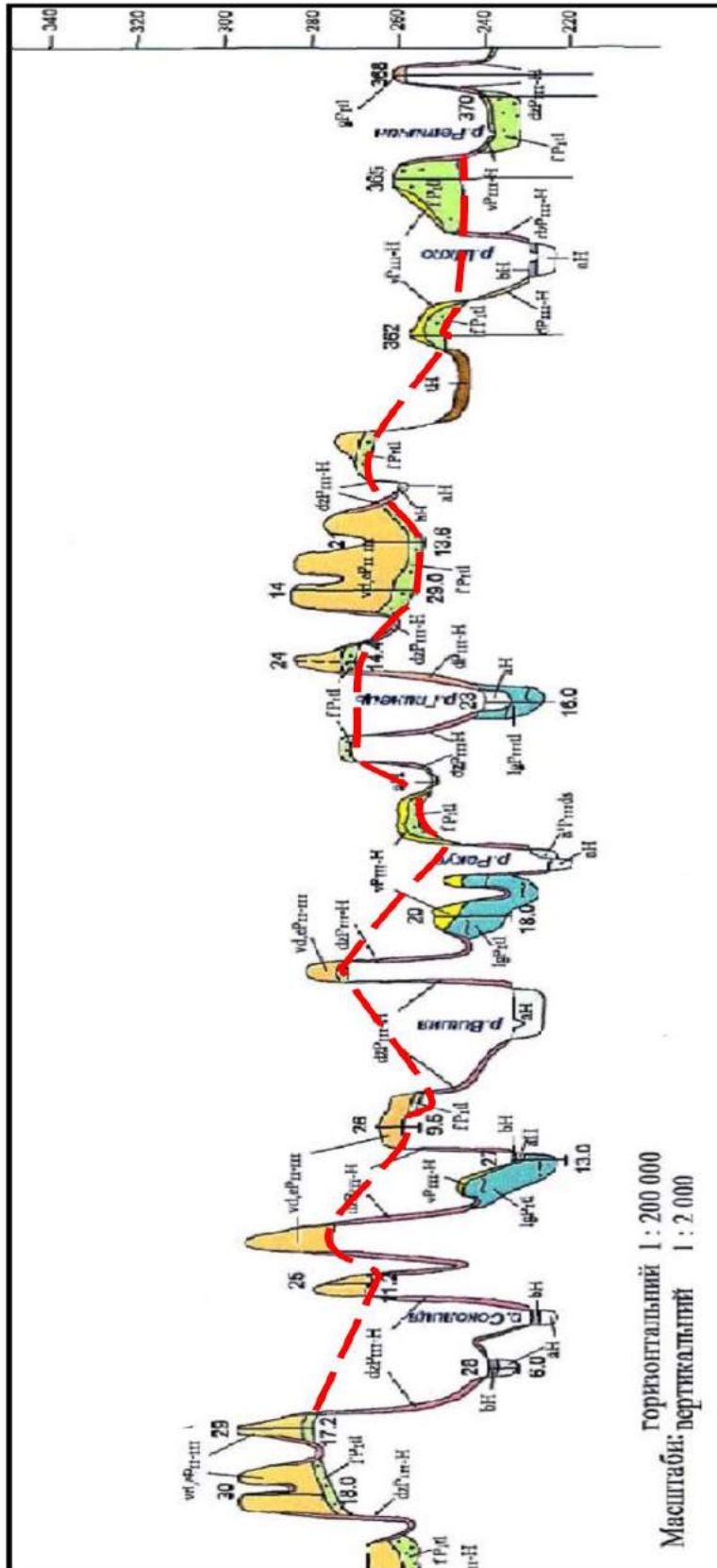


Рис. 24. Глибина врізу долин стоку льодовикових вод у ложе льодовика.

Дожа льодовика позначене червоною пунктирною лінією

При тому вони розташовані значно гіпсометрично нижче горизонтів власне гляціальних відкладів (морени), розвинених на межиріччях Надсянської рівнини. Очевидно підшова власне гляціальних відкладів фіксує

дольодовиковий рельєф (ложе льодовика) в яке врізані долини стоку талих льодовикових вод.

Глибина їхніх врізів подекуди досягає 30–40 м, як, наприклад, в межах долини р. Глинець. Виникає питання: з чим може бути пов'язаний настільки глибокий вріз долин стоку льодовикових вод у ложе льодовика? Врізання водних потоків вглиб може бути пов'язане:

- 1) зі зміною рівня базису ерозії;
- 2) компенсацією висхідних тектонічних рухів, якими охоплений басейн досліджуваної гідромережі чи його частини;
- 3) значним ерозійним потенціалом водного потоку, який затрачається на врізання вглиб, транспортування уламкового матеріалу [18, 24, 27].

В межах Надсянської рівнини та прилеглих до неї геоморфологічних районах вплив перших двох чинників ніяк не фіксується. Отож, причиною глибокого врізання долин стоку талих льодовикових вод у ложе льодовика є значний ерозійний потенціал водного потоку. Але перевантажені уламковим матеріалом флювіогляціальні потоки можуть виконувати ерозійну діяльність в тому випадку, коли вони циркулюють в тілі льодовика, під льодовиком по поверхні льодовикового ложа та володіють великим гідростатичним тиском. Отож, походження глибоковрізаних у ложе льодовика долин стоку талих льодовикових вод у межах Надсянської рівнини ми пов'язуємо з циркуляцією потоків вод під льодовиковим щитом по поверхні його ложа.

Цей факт також дає відповідь на питання часу походження долин стоку талих льодовикових вод: вони утворились в максимум зледеніння, коли Надсянська рівнина ще була перекрита льодовиком.

Другий етап – пізньоплейстоценовий (деснянський ступінь). Він проявляється завдяки розвиненій в долинах рік Вишня, Шкло першій надзаплавній терасі. Відсутність у долинах цих рік терас старших від пізньоплейстоценової першої дає вагомі підстави вважати, що перші контури долин Вишні і Шкла були закладені у пізньому плейстоцені.

Однак, треба звернути увагу на те, що долини обох рік накладаються на контури глибоковрізаних у Надсянську рівнину долини льодовикового розмиву (виорювання–?), а пухкі нагромадження надзаплавних терас зі значною стратиграфічною перервою залягають на відкладах гляціального (флювіогляціального) походження (MIS 12) [10]. Тому не виключено, що долини Вишні і Шкла розпочали формуватись ще від моменту відступу з Передкарпаття льодовика тилігульського віку (MIS 12).

Відсутність у долинах рік Вишня, Шкло алювіальних нагромаджень середньоплейстоценового віку можна пояснити тогочасним порівняно невеликими ерозійно-аккумулятивними потенціалами русел цих рік.

Третій – пізньоплейстоцен-голоценовий, фіксується формуванням в долинах найбільших рік Надсянської рівнини: Вишні, Шкла, морфологічно добре виражених аккумулятивних еолових форм. Формування еолових форм найактивніше відбувалось в неширокій смузі, шириною 3–5 км, яка тягнеться вздовж правого борту долини р. Вишні через сіл Малнів, Мартини, Соколя, Арламівська Воля, Хоросниця і Заріччя. Від с. Берегове, і до с. Родатичі поодинокі еолові форми простягаються вздовж північного схилу долини річки Раків, а також вздовж долини річки Глинець.

У долині р. Шкло еолові аккумулятивні форми формувались між Краківцем і Яворовом.

Четвертий – голоценовий, етап характеризується формуванням в долинах рік Вишня, Шкло та деяких дрібніших заплави.

Сучасний етап проявляється завдяки активній експлуатації родовищ корисних копалин і як результат формування комплексу техногенних відкладів та форм рельєфу (кар'єрів, відвалів). Найактивніше ці процеси розгортались у північно-східній частині території досліджень, в районі населених пунктів Яворі–Шкло.

Суттєво менші техногенні форми, головню кар'єри з видобутку піску, також хаотично розкидані практично по усій території Надсянської рівнини.

ВИСНОВКИ

1. Надсанська рівнина є складовим елементом Сансько-Дністерського межиріччя, в межах якого також виокремлюють Самбірсько-Хирівське терасове передгір'я, Гусаківсько-Підліську горбисту височину і Городоцько-Комарнівську похилу рівнину. Надсанською рівниною охоплена найбільш понижена північно-західна частина Передкарпаття, яка в тектонічному відношенні представлена Яворівською котловиною.
 2. Рельєф Надсянської плоскохвилястої рівнини згладжений, абсолютні відмітки в її межах коливаються в діапазоні від 220–230 до 250–260 м з незначним вертикальним – до 20–30 м, та горизонтальним – менше 1 км/км², розчленуванням рельєфу.
- У рельєфі рівнини домінують пасмоподібні підвищення межиріч Вишні–Віжомлі, Віжомлі–Шкла, Шкла–Завадівки, які розділені (чергуються) широкими, коритоподібними долинами цих рік. Поєднання пасмоподібних підвищень і широких, коритоподібних долин рік, що їх розділяють, надають рельєфу рівнини чітко вираженої лінійності та північно-західного спрямування утворюючих його основних форм.
3. В геологічній будові досліджуваної території беруть участь нагромадження протерозойської, палеозойської, мезозойської та кайнозойської ератем. Нагромадження протерозойського, палеозойського і мезозойського віку повсюдно перекриті нагромадженнями кайнозойського віку, а тому розкриті тільки свердловинами.

Відклади неогену вінчають розріз дочетвертинних утворень і достатньо широко представлені практично на всій площі досліджень. В їхньому складі розрізняють нагромадження баденію та сармату.

4. Нагромадження четвертинного віку суцільним покривом перекривають давніші відклади і представлені строкатими за генезисом, віком, літологією товщами. Найбільш розповсюдженими серед них є: льодовикові відклади тилігульського кліматоліту; алювіальні відклади першої надзапавної тераси

пізноплейстоценового віку; еолові відклади пізноплейстоцен-голоценового віку; біогенні і алювіальні відклади русел і заплав голоценового віку; сучасні техногенні утворення, гірничі відвали, гідровідвали.

5. Долинно-терасовий комплекс найліпше виражений в межах долин двох найбільших рік території досліджень: Вишня і Шкло, де виокремлюють першу надзаплавну терасу пізньоплейстоцен-голоценового віку (деснянський ступінь) і заплаву голоценового віку.

В долині Вишні перша надзаплавна тераса розвинена головню на правобережжі річки. Вона піднімається над руслом річки до 9–11 м, а ширина її площадки досягає 1,0–1,2 км.

В долині р. Шкло пізньоплейстоцен-голоценова перша надзаплавна тераса розвинена у нижній частині течії річки, нижче м. Яворів. Перевищення поверхні тераси над руслом р. Шкло досягають 6–9 м, а ширина її площадки поступово зростає вниз за течією річки з 0,7–0,9 до 1,2–1,6 км.

В долинах рік Вишня і Шкло у надзаплавну терасу врізана (вкладена–?) голоценова заплава. Її перевищення над руслом р. Вишні досягають 4–5 м, а над руслом р. Шкло – до 3–5 м.

6. Гляціальні нагромадження (власне льодовикового і воднольодовикового (флювіо- і лімногляціального) походження) тилігульського кліматоліту значно розповсюджені в межах території досліджень. Однак в сучасному рельєфі Надсянської рівнини форми рельєфу гляціального походження майже не проявляються, крім долин скидання талих льодовикових вод, які тепер успадкованих ріками Вишнею, Шклом та деякими іншими і в сучасному рельєфі добре виражені.
7. Еолові відклади на території Надсянської рівнини поширені як у вигляді покриву, так і морфологічно добре виражених дюн, поширених в долинах рік Вишня і Шкло.

В долині Вишні дюни головню поширені в смузї шириною 3–5 км, яка тягнеться вздовж правого борту долини р. Вишні через села Малнів,

Мартини, Соколя, Арламівська Воля, Хоросниця і Заріччя. Від с. Берегове і до с. Родатичі поодинокі еолові форми простягаються вздовж північного схилу долини річки Раків, а також вздовж долини річки Глинець.

У долині р. Шкло еолові акумулятивні форми розвинені між Краківцем і Яворовом. Найбільші з них спостерігаються в західній частині долини, в околицях м. Краковець, сіл Роснівка, Наконечне.

8. Комплекс техногенних відкладів та форм рельєфу (кар'єрів, гірничих відвалів і гідровідвалів) сформований головню в північно-східній частині території досліджень, в районі населених пунктів Яворі–Шкло. Суттєво менші техногенні форми, головню кар'єри з видобутку піску, також хаотично розкидані практично по усій території Надсянської рівнини.
9. В історії формування геоморфосистеми Надсянської рівнини можна виокремити п'ять етапів:
 - 1) ранньоплейстоценовий – характеризується активним розгортанням гляціальних морфолітогенетичних процесів;
 - 2) пізньоплейстоценовий – проявляється завдяки розвиненій в долинах рік Вишня, Шкло першій надзаплавній терасі;
 - 3) пізньоплейстоцен-голоценовий – фіксується сформованим в долинах найбільших рік Надсянської рівнини (Вишні, Шкла) морфологічно добре виражених акумулятивних еолових форм – дюнах;
 - 4) голоценовий – етап фіксований процесом формування в долинах рік Вишня, Шкло та деяких дрібніших заплави;
 - 5) сучасний – це етап формування комплексу техногенних відкладів та форм рельєфу (кар'єрів, відвалів, гідровідвалів).

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ЛІТЕРАТУРНИХ ДЖЕРЕЛ

1. *Богущий А., Кравчук Я., Яцишин А.* Дослідження льодовикового морфота літогенезу Передкарпаття у повоєнні роки // Другий Польовий Семінар “Гляціал і перигляціал на межиріччі Сяну і Дністра” (Красічин, 4–6 жовтня 2000 р). Люблін. 2000. С. 18–27.
2. *Гембіца П., Яцишин А., Вацнік А.* Природні умови як детермінуючий фактор доісторичного та ранньосередньовічного залюднення // Культурно-поселенські зміни басейні річки Вишня в епоху бронзи за доби раннього заліза в контексті змін доісторичної і ранньосередньовічної ойкумени / Redakcja naukowa Sylwester Czopek. Rzeszow: Wydawnictwo Uniwersytetu Rzeszowskiego, 2018. S. 47–107.
3. Геологія загальна та історична. Лабораторний практикум : навч. посібник / А. Богущий, А. Яцишин, Р. Дмитрук, О. Томенюк. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2008, 138 с.
4. *Геренчук К. І., Демедюк М. С., Зденюк М. В.* До четвертинної палеогеографії Сансько–Дністровського межиріччя // Палеогеографічні умови території України в пліоцені і антропогені. Київ : Наук. думка, 1966. С. 5–19.
5. *Геренчук К. І., Демедюк М. С., Зденюк М. В.* Окське материкове зледеніння на заході України і його крайові форми // Крайові утворення материкових зледенінь / відп. ред. Г. І. Горецький, Д. І. Погуляев, С. М. Шик. К. : 1972. С. 238–245.
6. *Демедюк М. С.* Водно-льодовикові долини Передкарпаття // Доп. АН УРСР. Серія. Б. 1969. № 8. С. 681–685.
7. *Демедюк М. С., Демедюк Ю. М.* Дністровський льодовиковий комплекс Передкарпаття. Київ, 1988. 56 с. / Препринт. Ін-та геол. наук АН УРСР; 88–27/.

8. Демедюк М. С., Демедюк Ю. М. Особливості літології відкладів дністровського льодовикового комплексу Передкарпаття // Геол. журн. – 1995. № 2. С. 47–51.
9. Державна геологічна карта України, масштабу 1 : 200 000, аркуші М–34–XXIII (Пшемисль), М–34–XXIV (Дрогобич). Карпатська серія. Пояснювальна записка. Київ : Державний комітет природних ресурсів України, НАК “Надра України”, ДП “Західукргеологія”, “Львівська геологорозвідувальна експедиція”, 2005. 113 с.
10. Державна геологічна карта України, масштабу 1 : 200 000, аркуші М–34–XXIII (Пшемисль), М–34–XXIV (Дрогобич). Карпатська серія. Геологічна карта і карта корисних копалин четвертинних відкладів, 2005.
11. Державна геологічна карта України, масштабу 1 : 200 000, аркуші М–34–XXIII (Пшемисль), М–34–XXIV (Дрогобич). Карпатська серія. Геологічна карта і карта корисних копалин дочетвертинних утворень, 2005.
12. Зденюк М. В. Матеріали до палеогеографії Сансько-Дністровського межиріччя // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. Львів, 1965. Вип. 3. С. 61–64.
13. Кулінська К. М. Історія та сучасний стан вивченості проблем зледеніння долини р. Вишня // Реалії, проблеми та перспективи розвитку географії в Україні. Матеріали ХІХ-ої студентської наукової конференції. Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2018. С. 61–69.
14. Рудько Г. І., Іванов Є. А., Ковальчук І. П. Гірничопромислові геосистеми Західного регіону України : монографія. Київ–Чернівці: Букрек, 2019. Т. 1. 464 с.
15. Стецюк В. В. Основи геоморфології : навч. посібн. / В. В. Стецюк, І. П. Ковальчук; за ред. О. М. Маринича. К.: Вища школа, 2005. 495 с.
16. Цись П. М. Геоморфологія УРСР. Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1962. 223 с.
17. Яцишин А. М., Дмитрук Р. Я., Богуцький А. Б. Методи дослідження четвертинних відкладів : навч.-метод. посіб. Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. 177 с.

18. Яцишин А. М. Навчальна програма, лекційні, лабораторні, самостійні та тестові завдання з курсу “Основи седиментології та гідрогеології” (частина 1 “Основи седиментології”) http://geography.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2015/07/sedimentologia_1.pdf
19. Яцишин А. М. Навчальна програма, лекційні, лабораторні, самостійні та тестові завдання з курсу “Літологічні методи дослідження” https://geography.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2015/07/litologichni_metodu.pdf
20. Яцишин А. М., Мік В. І. Про поширення та будову реліктових еолових форм в межах Надсянської улоговини // Матеріали міжнародної наукової конференції, присвяченої 130-річчю географії у Львівському університеті. У 3-ох томах. Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2013. Т. 2. С. 240–244.
21. Яцишин А., Гебіца П., Портяник К., Кулінська К. Геоморфологічна будова долини Вишні у межах Надсянської рівнини // Географічна освіта і наука: виклики і поступ : матеріали міжнародної науково-практичної конференції, присвяченої 140-річчю географії у Львівському університеті (Україна, м. Львів, 18–20 травня 2023 р.). 2023. С. 119–124.
22. Яцишин А., Портяник К., Кулінська К. Морфолітологічна характеристика флювіальних та еолових елементів геосистеми долини Вишні // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: матеріали 13 науково-практичного семінару за міжнародної участі, присвяченого 85-річчю з дня народження дослідника-геоморфолога, Заслуженого професора Львівського національного університету імені Івана Франка Ярослава Кравчука (2–3 березня 2023 р.). 2023. С. 146–149.
23. Badania osadow czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników / red. naukowa Elzbieta Mycielska-Dowgalo, Jacek Rutkowski. Warszawa : АКАРІТ-DTP, 1995. 356 s.
24. Boggs Jr., Sam Principles of Sedimentology and Stratigraphy (3rd Edition) / Boggs Jr., Sam. – Prentice Hall, New Jersey, 2001. – 770 p.

25. *Boguckij A., Lanczont M., Wojtanowicz J.* Zagadnienia glacialne i peryglacialne na miedzyrzeczu Sanu i Dniestru w swietle nowych badac profile Dubaniewice (Ukraina) // *Annales Universitatis Mariae Curie-Skiodowska.* Lublin, 2004. Vol. LIX, 2. Sectio B. S. 37–50.
26. *Friedberg W.* Atlas geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytu 19. Kraków, 1905. 37 s.
27. *Nichols Gary* Sedimentology and Stratigraphy / Nichols Gary. – John Wiley & Sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex, UK, 2009. – 432 p.
28. *Przepiorski W.* Dyluwium na płaskowyżu Chrowsko-Lwowskim // *Kosmos.* Krakow, 1938. T. 63. S. 183–245.
29. *Zielinski P., Semeniuk I.* Strukturalny zapis procesow akumulacyjno-dedlacyjnych w wydmi1e walowiej we wschodniej czeci Kotliny Sandomierskiej (Ukraina) // *Annales uniwersytet Marii Curie-Sklodowskiej.* Lublin – Polonia. Sectio B. 2008. S. 169–176.
30. *Wisniowski T.* Atlas geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytu 21. Kraków, 1908. 104 s.