

Міністерство освіти і науки України  
Львівський національний університет імені Івана Франка

Географічний факультет  
Кафедра геоморфології і палеогеографії

Допущено до захисту.  
Завідувачка кафедри

---

проф. Лідія ДУБІС  
“ \_\_\_\_\_ ” \_\_\_\_\_ 2023 р.

**Сушко Сергій Степанович**

**РЕЛЬЄФ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ  
ЯК ВІДОБРАЖЕННЯ ГЛОБАЛЬНИХ ЗМІН ПРИРОДНИХ УМОВ  
В АНТРОПОГЕНІ**

Магістерська робота

Спеціальність 103 НАУКИ ПРО ЗЕМЛЮ (ГЕОГРАФІЯ)

Освітня програма “Глобальні зміни геоморфосистем і геозагрози”

Науковий керівник –  
кандидат географічних  
наук, доцент  
Томенюк Олена Михайлівна

---

(підпис магістра)

---

(підпис)

ЛЬВІВ – 2023 року

## ЗМІСТ

ВСТУП .....	3
РОЗДІЛ 1. Природні умови території .....	6
1.1 Загальні зауваження .....	6
1.2 Геологічна будова .....	7
1.2.1 Дочетвертинні відклади .....	7
1.2.2 Четвертинні відклади .....	12
1.3 Тектоніка та неотектонічні рухи .....	17
1.4 Геоморфологічна будова території .....	18
1.5 Поверхневі та підземні води, клімат, ґрунтово-рослинний покрив .....	20
РОЗДІЛ 2. Методи вивчення льодовикових і водно-льодовикових відкладів та форм рельєфу .....	24
2.1 Геологічні методи дослідження .....	24
2.2 Геоморфологічні методи дослідження .....	28
2.3 Інші методи дослідження .....	31
РОЗДІЛ 3. Плейстоценове зледеніння як глобальний фактор впливу на природні умови західної частини Волинської височини .....	33
3.1 Історія дослідження .....	33
3.2 Границі плейстоценового зледеніння .....	35
3.3 Розповсюдження та характеристика льодовикових і водно- льодовикових відкладів .....	37
РОЗДІЛ 4. Рельєф західної частини Волинської височини як відображення глобальних змін природних умов в антропогені .....	48
4.1 Загальні риси рельєфу .....	48
4.2 Морфометрична характеристика рельєфу .....	51
4.3 Шляхи стоку талих льодовикових вод .....	55
ВИСНОВКИ .....	62
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ .....	65

## ВСТУП

*Актуальність теми.* Упродовж своєї геологічної історії наша планета неодноразово зазнавала впливу глобальних змін природних умов. В антропогеновий період найхарактернішими глобальними змінами було чергування зледенінь і міжльодовикових епох. Територія західної частини Волинської височини у плейстоцені теж піддалась впливу материкового зледеніння. Тому ці відклади і форми рельєфу широко розповсюджені серед континентальних утворень як плейстоценового, так і більш давнього віку. Вивчення льодовикових відкладів має важливе значення для пізнання особливостей континентального осадконагромадження і відтворення палеографічних умов минулого. Особливо велику роль ці дослідження відіграють у четвертинній геології, геоморфології, палеогеографії, оскільки материкові зледеніння були одними із найхарактерніших ознак останнього етапу геологічної історії Землі.

Вивчення й аналіз льодовикових і водно-льодовикових відкладів має достатньо велике практичне значення. Адже вони покривають значні простори суші нашої планети, служать основою для різноманітних інженерних споруд. У низці випадків з ними пов'язані родовища будівельних матеріалів.

Західна частина Волинської височини також зазнала впливу середньopleйстоценового зледеніння.

*Об'єктом дослідження* виступає західна частина Волинської височини. Район обмежується Головним Європейським вододілом, який проходить через височину.

*Предмет дослідження* – плейстоценові льодовикові і водно-льодовикові відклади і створені ними форми рельєфу, їхнє поширення. Вони допоможуть частково відтворити палеогеографічні умови цього часу у зв'язку з проблемою глобальних змін природних умов в антропогені.

На розповсюдження та особливості будови льодовикових та водно-льодовикових відкладів безпосередній вплив мали природні умови території.

Актуальність дослідження полягає у характеристиці рельєфу та геологічної будови території як відображення глобальних змін природних умов в антропогені. Цим питанням присвячена магістерська робота.

*Метою дослідження є* вивчення особливостей геологічної, тектонічної та геоморфологічної будови західної частини Волинської височини з метою встановлення впливу на них плейстоценових зледенінь. Все це допоможе встановити певні особливості і закономірності зледеніння на цій території.

Виходячи з мети роботи, постають *такі завдання*:

- 1) дослідити фізико-географічні умови західної частини Волинської височини, встановити основні фактори рельєфоутворення;
- 2) з'ясувати певні особливості геологічної, тектонічної та геоморфологічної будови території;
- 3) розкрити основні методи досліджень льодовикових і віднольодовикових відкладів і форм рельєфу;
- 4) схарактеризувати морфологічні особливості рельєфу західної частини Волинської височини;
- 5) встановити взаємозв'язок сучасного рельєфу з середньо-плейстоценовим зледенінням тощо.

*Методи дослідження.* Застосовувались польові і камеральні методи дослідження, які є загальноприйнятими для вивчення рельєфу, зокрема геологічні (літологічний, петрографічний та ін.), геоморфологічні (у т.ч. морфометричний та ін.), картографічні методи разом з використанням результатів дистанційного зондування та геоінформаційних систем, загальногеографічні методи (порівняльно-географічний).

*Практичне значення.* Детальне вивчення розвитку природи у плейстоцені дає змогу відтворювати палеогеографічні умови минулого і прогнозувати майбутні можливі варіанти глобальних змін. Результати вивчення льодовикових і водно-льодовикових відкладів і форм рельєфу можна використовувати в інженерно-геологічних цілях, оскільки на Волинській

височині вони часто виступають основою і середовищем різноманітних споруд.

*Структура роботи.* Відповідно до поставлених завдань магістерська робота складається з вступу, чотирьох розділів, висновків і списку використаних джерел.

## РОЗДІЛ 1

### ПРИРОДНІ УМОВИ ТЕРИТОРІЇ

#### 1.1 Загальні зауваження

Територія західної частини Волинської височини адміністративно знаходиться в межах Волинської і Львівської областей, охоплюючи частково Червоноградський, Володимирський і Луцький райони.

Височина відзначається досить чіткою північною і південною межами. Так, на півночі вона закінчується досить виразним уступом висотою 30–40 м, уздовж якого простягається дорога Луцьк–Володимир. Південна межа досліджуваного району також окреслюється невисоким, але виразним уступом.

Східною межею досліджуваної нами території виступає вододіл між річками Західний Буг і Стир, який одночасно являється частиною Головного Європейського вододілу в межах Волинської височини. Західною межею, відповідно, виступає державний кордон між Україною і Польщею (рис. 1).

Рельєф крейдової поверхні визначає основні орфографічні риси західної частини Волинської височини. Загальний похил височини з півдня на північ. У рельєфі виділяються три чіткі пасма, які розмежовані притоками рік Стир і Західний Буг. Пасма мають широтне простягання і співпадають у загальних рисах з орографією поверхні корінних порід верхньої крейди, а також пологих плікативних структур в кам'яновугільних відкладах [19].

Зазначені нерівності крейдової поверхні не тільки зумовлюють орографічні особливості Волинської височини, вони також визначають глибину і густоту ерозійного розчленування сучасної поверхні височини.

Максимальні абсолютні позначки рельєфу району становлять 270–280 м, мінімальні – 200–210 м, середні коливаються в межах 230–240 м.



Рис. 1. Географічне положення і межі Волинської височини  
(за Т. Новаком, 2020) [17]

Загальна характеристика тектонічної, геологічної, геоморфологічної будови, клімату та ґрунтово-рослинного покриву досліджуваної нами території, описана у наступних підрозділах.

## 1.2 Геологічна будова

### 1.2.1 Дочетвертинні відклади

Розріз осадового чохла західної частини Волинської височини розпочинається відкладами поліської серії (верхній рифей), представленої переважно червоноколірними утвореннями – дрібнозернистими косоверстуватими пісковиками з прошарками алевролітів та глин у нижній частині розрізу. Максимальна потужність поліської серії досягає 790 м (Горохів) і більше. Відклади поліської серії трансгресивно перекриваються

утвореннями вендського комплексу, який майже в усіх свердловинах представлений волинською і валдайською серіями (рис. 2) [18, 19].

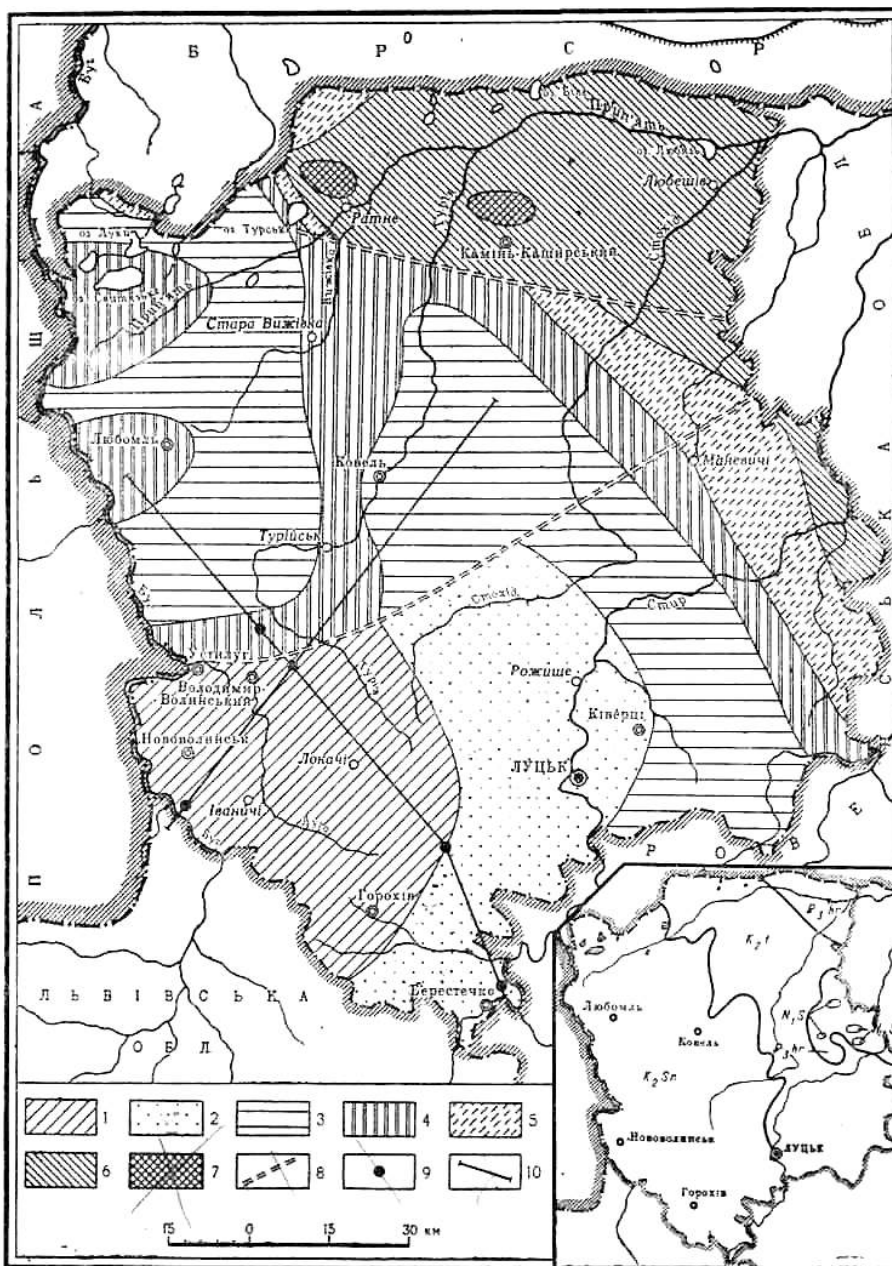


Рис. 2. Геологічна схема Волинської обл. (за В. Буровим) [8, 19]

Поширення палеозойських і верхньопротерозойських відкладів під верхньою крейдою: 1 – карбон; 2 – девон; 3 – силур і ордовик; 4 – кембрій; 5 – валдайська серія; 6 – волинська серія; 7 – поліська серія; 8 – розломи; 9 – глибокі свердловини; 10 – лінії геологічних розрізів. На карті-врізці: поширення післяпалеозойських відкладів на території Волинської області;  $K_2Sn$  – верхня крейда (сенов);  $K_2t$  – верхня крейда (турон);  $F_3hr$  – палеоген (харківський ярус);  $N_1S$  – неоген (сарматський ярус).



Волинська серія сформована у нижній частині розрізів з погано відсортованих пісковиків і гравелітів потужністю 38–45 м, а у верхній – з вулканогенних порід (чергуванням базальтів і туфів, туфами, туфобрекчіями та іншими) загальною потужністю до 350 м.

Валдайська серія у нижній частині розрізу утворена аркозовими пісковиками з підпорядкованими проверстками гравелітів та конгломератів, у верхній – пісковиками з тонкими проверстками алевролітів і аргілітів. Потужність серії 200–375 м [19].

Кембрійські відклади у межах західної частини Волинської височини поширені всюди. Нижній їхній відділ складений морськими піщано-глинистими утвореннями балтійської серії (потужністю 300 м), які перекриваються світло-сірими, майже білими, пісковиками, алевролітами та глинами бережківської світи (середній-верхній відділи). Загальна потужність світи 400 м.

Відклади ордовицького відділу в межах цієї території не спостерігаються.

Силур залягає на розмитій поверхні кембрію. Він має широкий розвиток і потужність його становить у Горохові 650 м [19].

У нижньому силурі утворилась товща головним чином карбонатних порід неглибокого моря (пелітоморфні вапняки, мергелі, меншою мірою доломіти), які поступово на південний захід змінюються відкладами більш глибоководними. У верхньому силурі переважають глинисто-карбонатні породи, а також глини з поодинокими прошарками вапняків. У перехідних верствах на межі силуру і девону трапляються червоноколірні пісковики, що свідчать про значне обміління басейну.

Девонські відклади, розташування яких обмежене Львівським палеозойським прогином, представлені товщею неоднорідних за літологічними особливостями породами, серед яких континентальні червоноколірні пісковики та алевроліти потужністю до 800 м (нижній девон) і карбонатні породи – до 200 м (середній девон), теригенно-карбонатні породи – до 1000 м (верхній девон). У карбонатній товщі верхнього девону (вапняки,

доломіти) нижня та верхня частина розрізів збагачені теригенними компонентами, які свідчать про безперервне осадконагромадження у середньодевонському нестійкому морі та верхньодевонському басейні, включаючи тривалий регресивний цикл його існування у кінці верхньодевонської епохи [8].

Кам'яновугільні відклади представлені на досліджуваній території лише нижнім відділом та нижньою частиною середнього. Вони займають меншу площу, ніж відклади девону, і пов'язані з місцями найглибших прогинань Львівського палеозойського прогину. Відклади карбону відрізняється значною змінністю складу та потужностей. У нижній частині розрізу вони являють собою відклади теригенно-карбонатної формації, у верхній – теригенної. Основна продуктивна товща Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну пов'язана з відкладами намюрського ярусу. Трансгресія середньокам'яновугільного моря була незначною і короткочасною. Вже у другій половині башкирського віку для усієї території наступає тривалий континентальний режим, що продовжується аж до середини юри [8]. Юрські відклади трансгресивно залягають на нерівній поверхні палеозою.

Крейдові відклади поширені всюди. Вони трансгресивно перекривають утворення рифею, вендського комплексу, кембрію, ордовіка, силуру, девону, карбону та юри. Поверхня крейдових відкладів нахилена зі сходу на захід, у цьому ж напрямку з'являються усе молодші яруси крейди і зростає їхня загальна потужність, досягаючи у Львівському прогині 600 м. Спостерігаються виходи крейдових відкладів безпосередньо на денну поверхню, зокрема по долинах рік (околиці м. Сокаль). Крейдові відклади цієї території представлені майже виключно утвореннями верхньої крейди.

Серед верхньокрейдових у межах Волинської височини виділяються відклади сеноманського, туронського, коньякського, сантонського, кампанського і маастрихтського ярусів, які поступово змінюють один одного у західному напрямку. Відклади верхньої крейди відіграли велику роль у формуванні сучасного рельєфу заходу Волинської височини.

Відклади сеноману за літологічними ознаками поділяються на три світи: пісків та пісковиків, опоки з невеликою кількістю спонголітів, а також детритових (іноцерамових) та мергелистих вапняків. Загальна потужність сеноману не перевищує 20–30 м [8, 19].

Відклади турону представлені в основному м'якою писальною крейдою і крейдоподібними вапняками з крупними стяжіннями чорного кременю, які розташовані у верхній частині товщі. Під впливом факторів вивітрювання писальна крейда легко руйнується і виступає у відслоненнях у вигляді уламків різного розміру, простір між якими заповнено слабозв'язаною борошноподібною масою. Потужність турону маломінлива і у Львівському прогині досягають 100 м [8].

Відклади коньякського ярусу також складені білою писальною крейдою і крейдоподібними вапняками, у яких порівняно з туронськими вміст вуглекислого кальцію дещо менший, помітно збільшена кількість глауконітових зерен, іноді трапляється породи більш-менш чіткої верствуватості. Потужність коньяку невелика (30–40 м) [8].

За літологічними ознаками до коньякських дуже подібні відклади сантонського ярусу верхньої крейди, які на цій території представлені м'якою писальною крейдою і крейдоподібними мергелями, які містять понад 80 % вуглекислого кальцію. Потужність їхня невелика і в районі м. Володимир становить 50 м.

Відклади кампанського ярусу складені глинистою крейдою, яка поступово переходить у глинисті відміни мергелів. Серед крейдово-мергельних порід кампану трапляються тонкі проверстки ущільнених глин, іноді – кременисті утворення. Потужність кампану дещо більше 100 м.

Породи маастрихтського ярусу розповсюджені в межах Львівського палеозойського прогину. Вони представлені здебільшого мергелями, які дещо більше (порівняно з кампанськими) насичені органічними рештками [19].

Відкладів палеогену і неогену в межах західної частини Волинської височини не спостерігається.

### 1.2.2 Четвертинні відклади

Четвертинний покрив західної частини Волинської височини має неоднорідну будову і мінливі потужності. Четвертинні відклади складені лише континентальними утвореннями, серед яких виділяються відклади льодовикового, водно-льодовикового, алювіального, еолового та інших генетичних типів (рис. 3) [8].

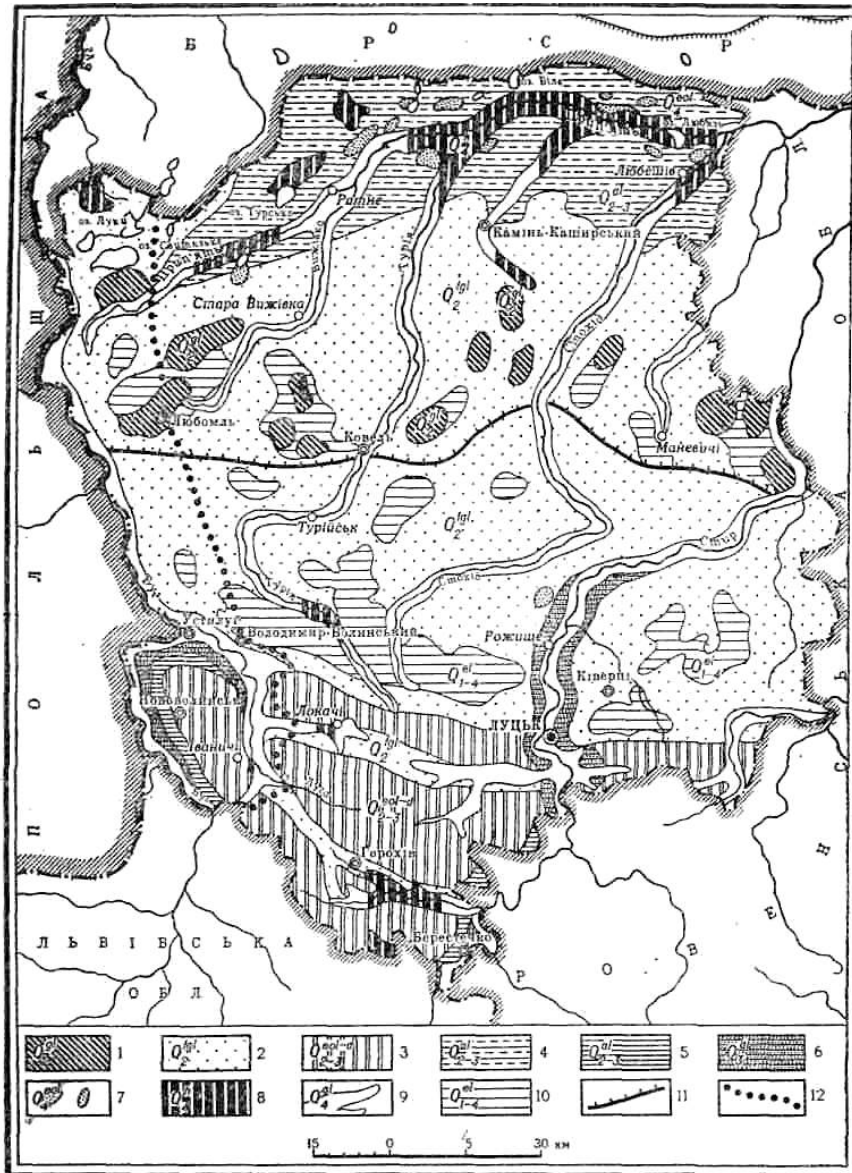


Рис. 3. Схематична карта четвертинних відкладів (за А. Богуцьким) [8]

1 – льодовикові відклади дніпровського зледеніння (валунні піски, супіски та суглинки);  
 2 – водно-льодовикові відклади дніпровського зледеніння (різнозернисті піски, рідше супіски та суглинки); 3 – еолово-делювіальні леси; 4 – піски з прошарками супісків та суглинків алювіальних відкладів надзаплавних терас; 5 – піски, суглинки та супіски алювіальних відкладів других надзаплавних терас; 6 – піски, суглинки та супіски перших

надзаплавних терас; 7 – еолові піски; 8 – автохтонні торфи; 9 – піски, супіски та суглинки сучасних русел та заплав; 10 – крупноуламкові та супіщано-суглинисті елювіальні утворення (нерозчленовані); 11 – межа дніпровського зледеніння; 12 – границя окського зледеніння.

Четвертинні відклади – різновікові утворення, поділяються на нижньо-, середньо-, верхньочетвертинні, середньо-верхньочетвертинні та голоценові (сучасні) (рис. 4).



Рис. 4. Розріз четвертинних відкладів у кар'єрі поблизу с. Бояничі  
(Волинська височина)

Нижньочетвертинні відклади ( $Q_1$ ) трапляються на досліджуваній території у вигляді невеликих за площею залишків і пов'язані з пониженнями рельєфу корінних крейдово-мергельних порід верхньої крейди. Сюди належать льодовикові і водно-льодовикові відклади окського зледеніння, сокальський викопний ґрунт, а також додніпровський лес [4].

Характеристика льодовикових і водно-льодовикових відкладів окського зледеніння наведена у наступних розділах.

На поверхні окської морени в розрізі Бояничі відзначають наявність викопного ґрунту. Ґрунт отримав назву сокальський [3, 4]. У його профілі загальною потужністю 0,6 м, виділяється гумусовий, елювіально-глеєвий та ілювіальний горизонти.

Додніпровський лес Волинської височини за попередніми даними синхронний окській морені. Він залягає окремими острівцями потужністю 0,5–2,0 м на корінних крейдово-мергельних породах верхньої крейди. Складений однорідними жовтуватого-сірими суглинками, плямистими внаслідок озалізнання, пористими, карбонатними, ущільненими [3].

Середньочетвертинні відклади ( $Q_2$ ) представлені на цій території луцьким викопним ґрунтом, нижнім горизонтом середньоплейстоценових лесів, коршівським викопним ґрунтовим комплексом, верхнім горизонтом середньоплейстоценових лесів за регіональною стратиграфічною схемою А. Богуцького [4].

Луцький викопний ґрунт відповідає лихвинському міжльодовиків'ю і в західній частині Волинської височини інтенсивно порушений соліфлюкцією. Його потужність 1,0–1,5 м. Саме з цього викопного ґрунту розпочинається розріз середнього плейстоцену південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи у попередній стратиграфічній схемі, якої ми притримуємося у цій магістерській роботі. Сьогодні нижню межу середнього плейстоцену проводять значно нижче.

Нижній горизонт середньоплейстоценових лесів має потужність 2,0–2,5 м. Морфологічно горизонт вчені поділяють на два підгоризонти (знизу вверху). Саме нижній підгоризонт свідчить про початок середньоплейстоценового циклу лесонагромадження [8].

Коршівський викопний ґрунтовий комплекс відповідає дніпровсько-московському (одинцовському) міжльодовиковому етапу середнього плейстоцену.

Він представлений ґрунтами двох фаз ґрунтоутворення. Особливо яскраво відображений ґрунт другої (верхньої) фази ґрунтоутворення. Це повнопрофільний потужний чорноземоподібний ґрунт. У ґрунті першої фази ґрунтоутворення коршівського комплексу профіль встановлюється не всюди [4, 8].

Вище коршівського ґрунтового комплексу залягає верхній горизонт середньоплейстоценових лесів. Формувався він у дуже складних умовах. У західній частині Волинської височини це дуже складна пачка, в якій вчені виділяють три підгоризонти. На досліджуваній нами території на рівні верхнього підгоризонту середньоплейстоценових лесів відзначаються малопотужні залишки дніпровської морени (розрізи Нововолинськ та ін.).

Також верхній горизонт середнього плейстоцену деформований декількома фазами кріогенезу. Присутні форми, які дослідниками класифікуються як псевдоморфози по полігонально-живильним льодах. Вертикальні розміри деяких досягають 3,5–4,0 м. Формування відзначених кріогенних деформацій пов'язують з дніпровським зледенінням.

Середньо-верхньочетвертинні відклади ( $Q_{2+3}$ ) складають другу надзаплавну терасу річки Західний Буг. Ширина тераси від 0,4 до 4,6 км.

У будові другої надзаплавної тераси річки Західний Буг беруть участь кварцові піски сірі, жовто-сірі, бурі, озалізовані, різнозернисті, горизонтально- та хвилясто-верстуваті, зі значною кількістю пилюватих і глинистих частинок, а також включень дрібногалькового і гравійного матеріалу (крейдово-мергельних порід). Також спостерігаються в основі тераси включення кременю, кварцу та інших немісцевих порід. Напевне, це продукти розмиву окської морени. Загальна потужність пісків (русовий алювій) від 1–2 до 4–5 м.

Заплавний алювій другої надзаплавної тераси представлений відносно однорідним супіщано-суглинистим (лесовидним) матеріалом потужністю 6–8 м і більше з чіткою горизонтальною верстуватістю у нижній частині розрізів.

Він перекривається верхньочетвертинними еолово-делювіальними лесами, на контакті з якими спостерігається місцями добрерозвинений викопний ґрунт (с. Набережне та ін.).

Верхньочетвертинні відклади (Q<sub>3</sub>) в межах західної частини Волинської височини починаються горохівським викопним ґрунтовим комплексом. Потужність його до 2,0 м. Він сформувався у дві фази. При цьому у першу фазу утворився ґрунт лісового типу, у другу – степового (чорноземноподібний) з дуже потужним гумусовим горизонтом [3, 4, 8].

Ґрунти різних фаз розділені лесоподібним матеріалом потужністю 0,5–0,8 м. Характерною особливістю горохівського викопного ґрунтового комплексу є присутність морозно-мерзлотних деформацій торчинського палеокріогенного етапу, який мав не менше двох фаз [3, 4, 8].

Нижній горизонт верхньоплейстоценових лесів поширений майже всюди, досягає потужності 1–2 м. Представлений суглинками, меншою мірою супісками жовтувато-сірого кольору, іноді жовтими, карбонатними, макропористими, у нижній частині з чіткою горизонтальною верстуватістю завдяки озалізненню.

На нижньому горизонті верхньочетвертинних лесів розвинений дубнівський (брянський, за схемою А. Величка) ґрунт, який відповідає брянському інтерстадіалу. Викопний ґрунт сірий, бурувато-сірий, іноді з голубуватим відтінком, оглеєний. Потужність 0,4–0,7 м. Характерною особливістю його є інтенсивна деформованість морозно-мерзлотними процесами: структурними (різноманітні клиноподібні форми) та аструктурними (соліфлюкція) [4].

Верхній горизонт верхньоплейстоценових лесів на Волинській височині має потужність 6–8 м. За морфологічними особливостями дослідники поділяють його на шість підгоризонтів. Леси палеві, сірі, однорідні в основній масі, вертикально-тріщинуваті, макропористі, карбонатні. У нижній частині розрізів леси подекуди горизонтально-верстуваті. Цей горизонт



верхньоплейстоценових лесів вміщує три системи палеокріогенних деформацій [4, 5].

Також до верхньоплейстоценових відкладів відносяться відклади першої тераси Західного Бугу. Вона має ширину 0,3–1,5 км і потужність алювію до 10 м, зрідка більше. Будова алювію першої надзаплавної тераси р. Західний Буг у загальному аналогічна будові алювію другої надзаплавної тераси.

До сучасних (голоценових,  $Q_4$ ) належать відклади заплав і русел річок, автохтонні торфи тощо. Ширина запллав річок у межах Волинської височини змінюється від декількох сот метрів до 1,5–2,0 км, їхня висота над рівнем води у ріках становить 1–3 м, а потужність алювію 5–10 м. Складений сучасний алювій косо- та горизонтально-верстуватими пісками, подекуди з домішками гальки і гравію підстильних корінних порід з середньою потужністю 2–3 м (русловий алювій), а також супісками та суглинками з чіткою горизонтальною верстуватістю, часто заторфованими (заплавний алювій). Потужність заплавного алювію досягає 5–6 м.

Автохтонні торфи на території Волинської височини трапляються на поверхнях заплав і першій надзаплавній терасі, давніх долинах стоку талих льодовикових вод і рідше на вододілах. Потужність торфу мінлива, максимальні її значення 2–3 м.

Сучасний ґрунтовий покрив регіону дуже строкатий. У цілому на височині переважають чорноземноподібні ґрунти потужністю 1–1,5 м. Материнською породою сучасних ґрунтів на височині є в основному лес, який відклався вже після формування красилівського підгоризонту.

### **1.3 Тектоніка та неотектонічні рухи**

Територія західної частини Волинської височини розташована в межах Волинсько-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи, фундамент якої складений інтенсивно дислокованими кристалічними породами протерозою (гранітами, гранодіоритами, граносієнітами, біотитово-амфіболітовими сланцями та інші), розбитими системою розломів на окремі

мікроблоки. У тектонічному відношенні ця територія відповідає Львівському палеозойському прогину (Галицько-Волинській западині).

У межах району спостерігається низка тектонічних розломів (Володимир-Волинський, Радехівський, Червоноградський та інші) та локальна брахіантиклінальна структура (Локачинський вал).

На півночі Львівський палеозойський прогин обмежений Володимир-Волинським розломом, простягання якого змінюється від широтного до північно-східного. Розлом являє собою зону шириною 4–6 км, що складається з трьох окремих розривних порушень, загальна амплітуда яких змінюється від 300–500 до 2000 м [19]. З ним частково співпадає північний край Волинської височини.

Радехівський розлом ділить Західне Волино-Поділля на дві частини – західну і східну. Цей глибинний розлом здійснював сильний вплив на розвиток коливних рухів, умов осадконагромадження, а також розподіл фацій і потужностей відкладів, головним чином у ранньому палеозої. Однак цей тектонічний шов був активний і під час формування пізньокрейдової западини [18, 19].

Формування рельєфу цієї території і загалом Волинської височини відбувалося в умовах досить активних піднять. Так, сумарні амплітуди неоген-антропогенових рухів становлять 260–300 м, що особливо інтенсивно проявляються на межиріччі Західний Буг–Стир.

#### **1.4 Геоморфологічна будова території**

Аналізуючи геологічну, тектонічну будову західної частини Волинської височини, можна говорити про Львівсько-Волинську морфоструктуру на її території. Вона являє собою глибоку западину з кристалічним фундаментом на глибині 6–7 тис. м, заповнену потужними товщами, палеозойських і мезозойських осадових порід. Ця западина виявлена у рельєфі досліджувального району і є прикладом оберненої оротектоніки, при якій

тектонічна западина виступає на сучасній поверхні не низовиною, а височиною.

Волинська височина відноситься до рангу геоморфологічної підобласті [23]. Вона входить до складу Волино-Подільської геоморфологічної області (рис. 5). Досліджувана нами територія височини відзначається досить виразними орографічними межами. На півночі вона утворює уступ до Поліської низовини по лінії Володимир–Луцьк. На півдні височина підноситься над відносно зниженим Малим Поліссям (Внутрішньою рівниною Верхнього Бугу і Стиру) по лінії, що проходить дещо на північ від Белза у напрямку на Червоноград–Стоянів–Берестечко [6, 8, 23].

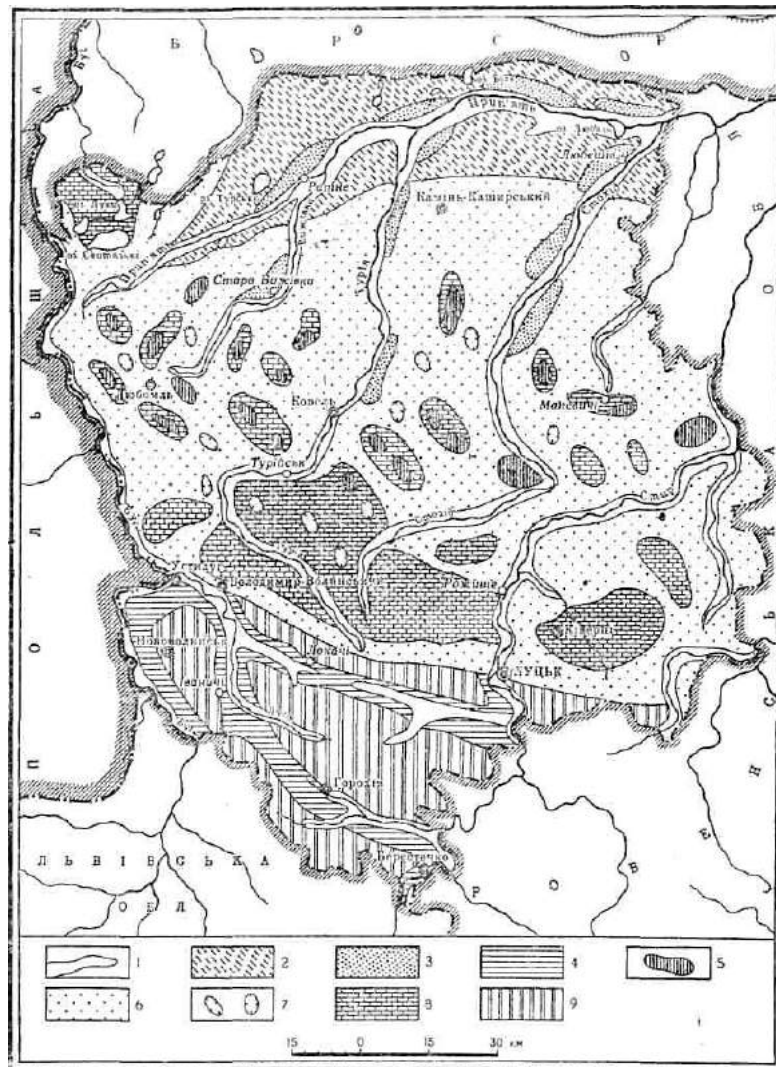


Рис. 5. Геоморфологічна схема Волинської обл. (за К. Геренчуком) [19]:

1 – заплави рік; 2 – надзаплавні тераси р. Прип’яті; 3 – борові (піщані) тераси; 4 – лесові надзаплавні тераси; 5 – кінцево-моренні горби; 6 – флювіогляціальні та озерно-алювіальні рівнини; 7 – карстові форми; 8 – денудаційні хвилясті рівнини; 9 – лесові хвилясті і горбисті рівнини.

За схемою геоморфологічного районування П. Цися [23] у межах Волинської височини виділяються наступні геоморфологічні райони: Сокальсько-Торчинська пасмова височина, Повчанська структурно-горбиста височина, Мізоцька горбиста височина, Рівненська хвилясто-горбиста височина.

Власне західна частина Волинської височини входить до складу Сокальсько-Торчинської пасмової височини. Вона займає межиріччя Західного Бугу і Стиру, де переважає пасмовий (увалистий) рельєф. Волинській ерозійній височині, власне її західній частині, властиві різноманітні ерозійні форми рельєфу: яри, балки, річкові долини різної будови і розмірів, а також зустрічаються просадочні форми [23].

Детальнішу характеристику рельєфу західної частини Волинської височини, на формування якого вплинули глобальні зміни природних умов в антропогені, наведено в окремому розділі кваліфікаційної роботи.

### **1.5 Поверхневі та підземні води, клімат, ґрунтово-рослинний покрив**

Західна частина Волинської височини багата на поверхневі та підземні води. Ріки належать до басейну Західного Бугу. Середня густина річкової сітки в басейні Західного Бугу коливається в межах 0,22–0,35 км/км<sup>2</sup> [19]. Для рік характерне змішане живлення з переважанням снігового.

Починаючи з міста Червоноград, Західний Буг (рис. 6) перетинає Волинську височину. Русло на цій ділянці є досить звивисте. Ширина річки коливається в межах 40–70 м, а глибина 0,5–4,5 м. Швидкість течії 0,5–0,6 м/с.

Долина річки складається переважно з вузької заплави (до 1 км) і двох надзаплавних терас. Проте деякі вчені висловлюють міркування про існування трьох терас Західного Бугу в межах Волинської височини [19].

Найбільшою притокою Західного Бугу в межах височини є річка Луга. На території західної частини Волинської височини зустрічається багато озер. Переважна більшість з них приурочені до долини річки Західний Буг і його приток і мають старичне походження.



Рис. 6. Річка Західний Буг у межах Волинської височини

Поза сумнівом, певний вплив на формування сучасної річкової сітки мало середньopleйстоценове зледеніння, яке захопило цю територію.

Район наших досліджень розташований у межах Волино-Подільського артезіанського басейну, в якому поширені прісні і мінералізовані підземні води. Їхнє формування і територіальне поширення обумовлюється геологічною будовою і геохімічною обстановкою надр. Водонесними є відклади палеозою, мезозою і кайнозою, серед яких виділяється декілька самостійних водонесних горизонтів [19].

Існування водонесних горизонтів зафіксоване на межі крейдових і середньopleйстоценових водно-льодовикових пісків. Проте ці джерела відзначаються невеликим дебітом, тому для водопостачання практичного значення вони не мають [19].

Клімат західної частини Волинської височини помірний, з м'якою зимою, нестійкими морозами, частими відлигами, нежарким літом, значними опадами, затяжними весною і осінню [19].

Величина сумарної сонячної радіації за рік становить близько  $92 \text{ ккал/см}^2$ . Радіаційний баланс становить приблизно  $34 \text{ ккал/см}^2$ . Коефіцієнт зволоження коливається в межах 1,2 [14].

Досліджувана нами територія зазнає впливу різноманітних повітряних мас, які змінюються за порами року. Континентальне повітря помірних широт спостерігається протягом цілого року і є панівною повітряною масою над територією. Переважають вітри західних напрямів [19].

Середньосічнева температура повітря становить  $-4,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ , липня  $18,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Річна кількість опадів складає 620–640 мм. Найбільше опадів випадає в літні місяці. Все це говорить про те, що в межах західної частини Волинської височини формується помірно вологий клімат з порівняно невеликими коливаннями температур. Кількість опадів перевищує випаровування. Спостерігається не жарке літо і часті відлиги взимку. Все це створює сприятливі кліматичні умови для розвитку сільського господарства [14, 19].

У межах Волинської височини, вкритої лесами, утворилися ґрунти, властиві для лісостепу: чорноземи типові, чорноземи опідзолені та сірі лісостепові опідзолені ґрунти, також зустрічаються дерново-підзолисті ґрунти.

Ясно-сірі опідзолені ґрунти розкидані невеликими клаптиками по західній частині Волинської височини, займаючи незначну площу. Вони розташовані на схилах із значною крутизною, переважно північної експозиції.

Сірі опідзолені ґрунти займають значно більшу площу досліджуваного району. Зокрема вони поширені на території, яка розташована південніше смт Іваничі. Вони охоплюють пологіші схили, на яких існували або існують дубово-грабові ліси.

Темно-сірі опідзолені ґрунти займають більш вирівняні ділянки вододільних просторів та пологі схили. Вони сформувалися на пилюватих легких лесовидних суглинках, на місці дубово-грабових лісів.

Чорноземи опідзолені займають приблизно таку ж площу, як і темно-сірі опідзолені ґрунти. Вони залягають великими масивами і приурочені до найбільш виположених довгих схилів та широких плоских межиріч. Ці ґрунти зустрічаються північніше смт Іваничі, Нововолинська, також у межах Сокальського пасма.

На півночі Сокальського пасма, а також півдні Волинської обл. поширені дерново-підзолисті ґрунти.

Чорноземи типово поширені на невисоких і плоских вододільних пасмах та їхніх пологих схилах у середній смузі та надзаплавних терасах річок Волинської височини. Вони утворилися під лучними степами в умовах м'якого і вологого клімату [19].

Лучні ґрунти поширені переважно в долинах річки Західний Буг. Сформувалися вони на алювіальних відкладах легкосуглинистого, рідше супіщаного, механічного складу. У долині р. Луга розповсюджені торфові ґрунти. Західну частину Волинської височини Г. Білик і Є. Брадєс віднесли до Волинського геоботанічного округу. Для рослинного покриву найтипівіші мішані ліси з дуба черешчатого, граба та сосни звичайної, а також залишки остепнених луків та скельно-степової рослинності. Значні площі займають також болота і луки. Луки збереглися по долині Західного Бугу і його заплавах. Болота ж переважно пов'язані з долинами невеликих річок (Луки, Липи та ін.), з утворенням великих торфових масивів. Торфовища переважно низинні [19].

Отже, цей район відзначається сприятливими кліматичними умовами і родючими ґрунтами. Це сприяло активному розвитку сільського господарства. Понад 75 % території височини розорані і зайняті сільськогосподарськими угіддями [23].

## РОЗДІЛ 2

### МЕТОДИ ВИВЧЕННЯ ЛЬОДОВИКОВИХ І ВОДНО-ЛЬОДОВИКОВИХ ВІДКЛАДІВ ТА ФОРМ РЕЛЬЄФУ

Для вивчення четвертинних відкладів і форм рельєфу, а зокрема льодовикових, використовується велика група методів. Це пов'язано з тим, що для відтворення складних умов осадконагромадження потрібне комплексне їх вивчення. У зв'язку з цим методи вивчення льодовикових і водно-льодовикових відкладів дуже різноманітні і нерідко складні. Потрібна постійна перевірка висновків різноманітними методами.

Виділяють три основні завдання досліджень:

- 1) з'ясування генезису і умов залягання відкладів;
- 2) стратиграфічне розчленування та кореляція розрізів;
- 3) палеогеографічні реконструкції умов відповідного часу.

#### 2.1 Геологічні методи дослідження

Провідне місце серед методів вивчення льодовикових відкладів належить геологічним методам дослідження.

Одним із таких методів є *гранулометричний аналіз*. Існує безліч різноманітних способів визначення гранулометричного складу відкладів, за допомогою яких ми можемо визначити розмір частинок від найбільших до найменших. Для визначення власне льодовикових відкладів, важливість цього методу полягає в тому, що на основі гранулометричних даних практикується генетична диференціація моренних товщ. На основі цього аналізу можна зробити висновки про спосіб і дальність руху матеріалу. Також аналіз гранулометричної інформації відкриває для дослідника широкий шлях до геоморфологічних і палеогеографічних реконструкцій [25].

Дані аналізу записуються у таблиці, з вказівкою процентного вмісту кожної фракції, а потім за наявності багатокомпонентних систем різних типів відкладів будують трикутні, точкові діаграми. Широкі уявлення про



гранулометричний склад відкладів, особливо для цілей порівняння, дають гістограми і кумулятивні криві. Гістограми наглядно передають уявлення про вміст тої чи іншої фракції і допомагають виділити найхарактерніші. Цей графічний спосіб допомагає чітко встановити різноманітні фаціальні умови осадоагромадження. Кумулятивні криві дають загальне уявлення про гранулометричний склад відкладів. За допомогою них можна легко визначити середній розмір зерен, який відповідає 50 %-му рівню шкали ординат і інші характеристики.

Наступним методом, який широко використовують для вивчення льодовикових відкладів, є *мінералогічний*. Він має велике значення для встановлення корінних джерел уламкового матеріалу, умов і напрямів зносу. При цьому використовується поділ мінералів у відкладах на дві групи – фракції. Головні породоутворюючі мінерали в більшості випадків володіють малою густиною (2,5–2,8 г/см<sup>3</sup>) і складають легку фракцію. Значно менша частина породоутворюючих мінералів, які зустрічаються рідше, з густиною більше трьох – складають важку фракцію. Склад легкої фракції дозволяє розмірковувати про дальність переносу матеріалу. Склад важкої фракції вказує на джерела зносу (області живлення), а також може застосовуватися для стратиграфічних цілей, даючи мінералогічну характеристику окремих горизонтів, зокрема морен. Так, дані цього аналізу широко використовуються для вивчення льодовикових відкладів з метою виділення фаціальних границь у розрізах. З'ясування відомостей вікового рангу, встановлення діагностичних ознак генезису морен [11].

*Петрографічний аналіз.* Вивчення петрографічного складу уламкового матеріалу спрямоване перш за все на з'ясування характеру провінцій живлення і шляхів транспортування уламків. Як допоміжний, цей аналіз залучається для вирішення стратиграфічних цілей [11]. Додатковим методом, який досить широко використовується при вивченні льодовикових відкладів, є валунний метод. Суть його полягає у вивченні петрографічного складу валунів і гальки у льодовикових відкладах, а також їх розповсюдження. Аналізуючи дані на

основі цього методу, ми можемо прослідкувати напрямок руху давніх покривних льодовиків із певних ділянок (центрів зледеніння), де ці породи знаходилися в корінному заляганні. Також цей метод широко використовується для з'ясування границь давніх зледенінь. Ще в XIX ст. розповсюдження валунів кристалічних порід Балтійського щита в моренах було одним з провідних критеріїв при виділенні межі зледеніння у Європі [2].

Важливим методом, який широко використовується при дослідженні льодовикових відкладів, є *вивчення морфометрії уламків*. Їх форма, яка виникає внаслідок обробки різноманітними агентами денудації, особливо при транспортуванні, відзначається великою різноманітністю. В ідеальному випадку вона прагне до еліпсоїда і навіть до кулі. Форма уламків залежить від низки факторів, серед яких найважливіші: початкова форма, їхній розмір, петрографічний склад і спосіб транспортування. Існує думка, що для встановлення певної форми уламків, умови осадоагромадження мають більше значення, ніж літологічний [1].

Вивчення форми і обкатаності уламкових частинок дозволяє вирішити низку завдань:

- 1) встановлення способу транспортування уламкового матеріалу і виявлення його генетичної приналежності;
- 2) з'ясувати дальність і шляхи переносу матеріалу;
- 3) встановлення стратиграфічних співвідношень між різними підрозділами.

Для вивчення обкатаності грубоуламкового моренного матеріалу використовують шкалу А. Хабакова. Типовими для морени є уламки праскоподібні із п'ятигранним січенням і згладженими ребрами.

Ще одну ознаку, яку слід враховувати при вивченні морен, є її *колір*. Забарвлення – це важлива ознака порід, яка часто використовується для зовнішнього розподілу горизонтів. Дослідники встановили, що колір будь-якого генетичного типу відкладів формується під впливом хімічного, мінералогічного, гранулометричного складу і також інших показників. Він дає

уявлення про умови їхнього формування. В низці випадків колір уламків може мати важливе хроностратиграфічне значення. Загалом забарвлення морен обумовлюється літологією порід, які зустрічалися на шляху руху льодовика.

Звичайно, існує значно більше геологічних методів вивчення льодовикових відкладів, але загалом ми висвітлили основні, які використовуються для цих досліджень.

При вивченні водно-льодовикових відкладів загалом використовують ті самі методи, що і при дослідженні льодовикових. Тут також провідна роль належить геологічним та геоморфологічним методам. Але все-таки методика вивчення водно-льодовикових відкладів має свої особливості. Так, при гранулометричному аналізі велика увага звертається на розмір зерен, адже вони відображають етапи танення льодовика. На основі гранулометричних параметрів водно-льодовикових відкладів можна реконструювати розповсюдження потоків талих льодовикових вод, встановити їхні гідродинамічні властивості [25].

Також дуже важливе значення для вивчення водно-льодовикових відкладів має текстурний метод. Суть його полягає у вивченні їх текстурних особливостей, зокрема шаруватості. Оскільки водно-льодовикові відклади в основному характеризуються наявністю шаруватості, то роль цієї ознаки важко переоцінити [11]. Вона допомагає зробити певні палеогеографічні, а іноді стратиграфічні висновки. Важливе значення має вивчення морфометрії уламків, зокрема коефіцієнта обкатаності. Роль його для геоморфологічних і палеографічних досліджень особливо зросла після того, як Кайє показав, що його можна застосовувати не лише для грубоуламкового, але й для піщаного матеріалу. А оскільки водно-льодовикові відклади в основному складені піщаним матеріалом, то можна отримати цікаві результати.

Також широко використовують петрографічний, мінералогічний аналіз тощо. Особливо цінну інформацію ми можемо отримати внаслідок вивчення водно-льодовикових форм рельєфу, зокрема їх певних морфометричних показників (крутості схилів, ширини річкових долин тощо). Вони допоможуть

відтворити палеографічні умови цього часу. Важливе значення має аналіз корінного рельєфу, який відкриває додаткову інформацію про шляхи стоку таких льодовикових вод. Слід використовувати й інші методи дослідження, які пов'язані з вивченням вище і нижче залягаючих відкладів по відношенню до водно-льодовикових.

Можна, звичайно, наводити і безліч інших методів, які можна застосовувати для дослідження флювіогляціальних відкладів. Але слід сказати, що як і попередні, їх слід вивчати комплексно з залученням цілої низки різноманітних методів.

## **2.2 Геоморфологічні методи дослідження**

У вивченні льодовикового рельєфу провідна роль належить геоморфологічним методам дослідженням. Так, в областях четвертинного зледеніння виділяють три основні етапи розвитку рельєфу: дольодовиковий, льодовиковий і післяльодовиковий. Завдання дослідника полягає в тому, щоб встановити, якими були конкретні умови, що відбувалися протягом цих трьох етапів, особливо льодовикового [34].

Для вирішення поставленого завдання вивчають:

1. рельєф, який сформувався до зледеніння;
2. комплекс форм рельєфу льодовикового походження, який включає:
  - 2.1. форми створені самим льодовиковим (льодовиково-ерозійні і льодовиково-аккумулятивні);
  - 2.2. форми водно-льодовикового походження (ерозійні, аккумулятивні);
3. сліди переробки рельєфу льодовикового походження під дією екзогенних процесів у післяльодовиковий час.

Вивчення рельєфу областей давнього зледеніння супроводжується детальним дослідженням стратиграфії четвертинних відкладів льодовикового і нельодовикового походження.

Щоб оцінити результати впливу на дольодовиковий рельєф самого льодовика і водних потоків, першочергово встановлюють, де на корінних породах залягає морена, де воднольодовикові відклади. Ступінь перетворення дольодовикового рельєфу залежить від міцності корінних порід, характеру самого дольодовикового рельєфу, потужності і динаміки льодовикового покриву. Слід зазначити, що льодовик під час свого руху не просто пасивно пристосовується до вже існуючих форм рельєфу, але й сам активно формує їх у зв'язку з властивими йому структурно динамічними властивостями. У полі фіксують наступні ознаки активної переробки льодовикового ложа: льодовикові відторженці, напірні морени, гляціодислокації, місцеві (локальні) морени.

При описі відслонень, в яких спостерігається контакт між мореною і підстилаючими відкладами, відзначають всі ознаки як активного впливу давнього льодовика на ложе (заміщення підстилаючих порід у морені, порушення їх нормального залягання тощо), так і відсутність льодовикової ерозії (морена “спокійно” лежить на пухких породах).

Вивчення дольодовикового рельєфу супроводжується загальним його структурно-геоморфологічним, порівняльно-морфологічним аналізом, аналізом корелятивних відкладів, з'ясування історії і стадій розвитку дольодовикових форм, їх походження і вік.

Після вивчення дольодовикового рельєфу наступним важливим етапом є дослідження розвитку льодовикового рельєфу. Льодовиковий етап розвитку рельєфу може включати декілька льодовикових епох, які, в свою чергу, можуть розпадатися на окремі стадії. Для цього етапу встановлюють, скільки самостійних епох він включає, на які стадії вони розпадаються. Також вивчають вік льодовикових епох і їхні стадії, тривалість і палеогеографічні умови міжльодовикових і міжстадіальних відрізків часу, загальний хід розвитку рельєфу від насування першого до відступання останнього на цій території льодовикового покриву.

Отже, практичне завдання дослідника спрямоване на дослідження стратиграфії четвертинної товщі, похованого рельєфу, поверхні окремих його горизонтів і комплексу льодовикових форм, які виходять на денну поверхню.

Важливо при дослідженні комплексу відкладів, якими складені ті чи інші форми рельєфу, вивчати маркувальні горизонти четвертинних товщ, якими є власне льодовикові відклади – горизонти морени. Шляхом польових і лабораторних досліджень аналізують літологічний склад морени, намагаючись вловити її зміну в розрізі по вертикалі, за простяганням шарів і також на різних елементах рельєфу. Вивчаємо, чи знаходить відображення морени у сучасному рельєфі чи ні. На основі цієї ознаки ми можемо встановити її генетичний тип (основна чи крайова). Досліджуємо, до яких форм рельєфу приурочені льодовикові відклади. Це буде підказкою, яка допоможе розв'язати питання стосовно льодовикового краю. Важливим є вивчення потужності морени, характеру її кривлі. Її склад першочергово визначають у полі візуально за допомогою найпростіших приладів, але повні і точні дані отримують тільки після лабораторного аналізу зразків. Порівняння петрографічного і мінералогічного складу морени і корінних порід, у тому числі важкої фракції мінералів, як зазначалося вище, дозволяє встановити, за рахунок яких корінних порід відбувалося утворення матеріалу морени, який вплив на її склад чужих для цього району порід, звідки рухався льодовик тощо.

Щоб встановити умови утворення морени, вивчають горизонти, що залягають вище та представлені різноманітними типами пухких відкладів і часто вміщують органіку, яка являється багатим матеріалом для палеографічних реконструкцій. Також досліджують і інші форми рельєфу, які утворились внаслідок льодовикової ерозії або акумуляції. Складають карти поширення тих чи інших льодовикових форм.

Важливим моментом геоморфологічних досліджень є вивчення розвитку рельєфу в післяльодовиковий час. Ці дослідження зводяться до вирішення цілої низки завдань. До них відносять вивчення розвитку озерних котловин, ерозійної сітки і рельєфу межиріч.

На основі отриманих результатів встановлюють наступні етапи і загальний ступінь перетворення льодовикового рельєфу в післяльодовиковий час. Тобто геоморфологічні методи направлені на вивчення форм рельєфу, зокрема льодовикових і приурочених до них відкладів.

Корисним інструментом для вивчення сучасного рельєфу західної частини Волинської височини є морфометричний аналіз рельєфу. Його виконують за допомогою топографічних карт місцевості та супутникових знімків. Завдяки такому аналізу визначають низку базових показників, серед яких слід назвати: характер поверхні та абсолютні висоти, експозицію схилів відносно сторін горизонту, ерозійне розчленування рельєфу та показники крутості схилів. Його ми застосовували для побудови низки морфометричних карт, які детально схарактеризовано в розділі 4.

### **2.3 Інші методи дослідження**

Також існує велика група методів, спрямована на вирішення стратиграфічних і палеогеографічних завдань. Сюди відносяться палеонтологічні, археологічні, кліматостратиграфічні і геохронологічні методи [3–5]. Ми зупинимося на аналізі лише деяких.

Палеонтологічні методи [11] застосовуються не тільки для біостратиграфічного розчленування відкладів, але й для з'ясування палеогеографічних і, перш за все, палеокліматичних умов їхнього утворення. Має значення з'ясування не тільки видової приналежності тих чи інших решток організмів, але і з'ясування екологічних умов проживання тих чи інших видів.

Методика вивчення давніх решток флори і фауни при цьому є надзвичайно різною. Вивчають не власне льодовикові відклади, а горизонти осадових товщ, що залягають вище або нижче. Це допоможе встановити вік відкладів, у тому числі морени, і скорелювати різні розрізи.

При дослідженні льодовикових відкладів західної частини Волинської височини ми в основному використовували геологічні і геоморфологічні методи. Лише комплексний аналіз з використанням різноманітних груп

методів допомагає нам добре зрозуміти і відтворити палеогеографічні умови цієї території протягом певного періоду часу.

У вивченні льодовикових і водно-льодовикових відкладів і форм рельєфу велике значення належить геологічним і геоморфологічним методам. Це пояснюється тим, що їх ми можемо безпосередньо застосовувати для дослідження цих відкладів і форм рельєфу. Але не слід нехтувати іншими великими групами методів, які можуть дати додаткові результати у дослідженнях.

Отже, можна зробити висновок, що лише за допомогою всеохоплюючого підходу у дослідженні льодовикової та водно-льодовикової тематики, можна отримати найдостовірніші результати.



### РОЗДІЛ 3

## ПЛЕЙСТОЦЕНОВЕ ЗЛЕДЕНІННЯ ЯК ГЛОБАЛЬНИЙ ФАКТОР ВПЛИВУ НА ПРИРОДНІ УМОВИ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ

Характерною рисою четвертинного періоду на території північної півкулі є циклічність розвитку природи, зумовлена чергування льодовикових і міжльодовикових епох. Територія західної частини Волинської височини не є винятком. Вона теж зазнала наслідків впливу цих глобальних змін природних умов, а саме плейстоценового зледеніння, льодовик якого вторгнувся на Волинську височину і, безумовно, залишив свій відбиток у сучасному рельєфі. Цей вплив зафіксований, у першу чергу, у плейстоценових відкладах, які будують форми рельєфу. Це льодовикові і водно-льодовикові відклади, які мають поширення на території досліджень та беруть участь у будові відповідних форм рельєфу.

### 3.1 Історія дослідження

Вивчення льодових відкладів у межах Волинської височини можна умовно поділити на два періоди. Перший тривав від кінця XIX ст. до 50-х років XX ст. Другий період – це дослідження після 50-х років XX ст.

Дослідження льодових відкладів у межах Волинської височини під час першого етапу здійснювались в основному польськими дослідниками, такими як М. Ломніцький, Я. Новак, А. Ян, Е. Рюле та ін. [26–28, 31–33, 35, 36].

Ератичний матеріал і відклади на досліджуваній нами території відомі з кінця XIX ст., головним чинником завдяки роботам М. Ломніцького [31, 32]. Зокрема, він відзначав наявність морени в околицях міста Сокаля (села Поториця, Горбків) і картографував розповсюдження ератичного матеріалу, описував геологію регіону. Фактичний матеріал по льодовиковим утворенням Волинської височини, який навів М. Ломніцький, залишається досить повним і на сьогоднішній час. В роботах інших авторів відзначаються лише окремі

пункти розвитку морени, які дещо доповняють і поглиблюють дані М. Ломницького.

Я. Новак звернув увагу на наявність морени в околицях міста Сокаля (село Поториця) і говорить про інтенсивний її розмив [35].

А. Ян в своїй роботі по четвертинних відкладах околиць міста Сокаля [28] велику увагу приділяв палеогеографії льодовикового часу, вперше описав морену в кар'єрах цегельних заводів міста Сокаля. Також він говорив про наявність ератичних валунів до двадцяти сантиметрів в діаметрі в околицях села Добрячин, що на лівобережжі річки Західний Буг.

Е. Рюле [36] досліджував льодовикові утворення в західній частині Волинського Полісся, яке безпосередньо прилягає до Волинської височини. Він описував моренний матеріал в кар'єрі цегельного заводу міста Володимир-Волинський. Також дослідник говорив про риський вік зледеніння досліджуваної території.

Після 50-х років ХХ сто. почалися ґрунтовні дослідження льодовикових відкладів, закономірностей їх розповсюдження і залягання, зв'язок з рельєфом, фізико-механічні властивості та інші питання, що стосувалися зледеніння на території Волинської височини.

Деякі дані про льодовикові відклади південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи наводив П. Заморій.

Великий внесок у розв'язання питання зледеніння на заході України зробили К. Геренчук, М. Демидюк, М. Зденюк. Вони у своїй праці «До четвертинної палеогеографії Сянсько-Дністровського межиріччя» встановили вік зледеніння на основі спорово-пилкової діаграми торфовища у селі Крукеничі. Вік зледеніння – окський (міндельський, краківський).

Найґрунтовнішою працею по льодовикових відкладах на території Волинської височини є робота А. Богуцького «Плейстоценові зледеніння Волинського Полісся» [10]. В ній автор висвітлив основні закономірності їх розповсюдження, залягання, зв'язок з рельєфом. Він дав детальну характеристику моренних відкладів, встановив границю зледеніння на цій

території. Фактичний матеріал, що міститься у цій праці, є найбільш повним і науково обґрунтованим до сьогоденішнього часу.

Л. Дорофєєв у своїй статті «До питання про формування перигляціальних відкладів Західної Волині» вивчав питання межі зледеніння і стану талих льодових вод на цій території. Але основні положення, викладені у цій роботі, в загальному співпадають з раніше висвітленими висновками А. Богуцького [7, 9, 10].

### **3.2 Границі плейстоценового зледеніння**

Питання границі максимального просування льодовика на території Волинської височини не можна вважати остаточно вирішеним. Так, С. Яковлев на укладеній за його редакцією карті четвертинних відкладів Європейської частини СРСР 1956 р., одним із перших відзначив границю зледеніння в межах Волинської височини. Вона була проведена по долині річки Західний Буг, через місто Сокаль і далі в напрямку на місто Володимир.

П. Заморій проводив межу зледеніння по вододілу річок Західний Буг і Стир.

Польські дослідники Л. Лінднер та Л. Маркс проаналізували межі поширення плейстоценових зледенінь на території Східної Польщі та подали своє бачення границі окського (сян 2) зледеніння на території суміжної Волинської височини (рис. 7) [30].

А. Богуцький, аналізуючи закономірності розповсюдження льодовикових відкладів, дещо по-іншому підійшов до вирішення цього питання. Автор зазначає, що, ймовірно, край льодовика мав нерівний характер [3, 6]. Це він пояснює відсутністю морени й ератичного матеріалу на вододілах з однієї сторони, при максимальному їх просуванні по річкових долинах з іншої.

Огинаючи вододільні простори, льодовик глибоко вривався окремими язиками в пониження дольодовикової поверхні – поверхні інтенсивно розчленованих корінних крейдово-мергельних порід. Тобто Волинська височина зі своїм інтенсивно розчленованим дольодовиковим рельєфом, який

характеризувався існуванням на його поверхні високих пасом, відіграла роль своєрідної перепони на шляху руху льодовика. Я підтримую твердження проф. А. Богуцького відносно межі зледеніння на території Волинської височини. На мою думку, він дав найбільш вичерпну відповідь на це питання.

Отже, з проаналізованого вище матеріалу можна зробити висновок, що середньоплейстоценове (окське) зледеніння захопило західну окраїну Волинської височини і залишило сліди у вигляді моренних відкладів і ератичних валунів, а також долин стоку талих льодовикових вод.



Рис. 7. Межі основних скандинавських зледенінь у Східній Польщі та сусідніх країнах та розташування стратотипових розрізів Бояничі та Коршів [30]

Вивчення цього питання відбувалося в два етапи: до 50-х років ХХ ст. і після 50-х років ХХ ст. Найяскравішим дослідником першого періоду був польський дослідник М. Ломніцький, другого – А. Богуцький.

Льодовикові відклади в межах Волинської височини спостерігаються лише в західній частині і приурочені до долинних понижень рік Західний Буг, Стасівка і Луга. Вони мають не суцільне розповсюдження, а спостерігаються у вигляді невеликих островів у заглибленнях поверхні корінних крейдово-мергельних порід. Потужність морени дуже змінна і досягає максимально 2–3 м, іноді більше.

У складі морени, поряд з дрібнозернистою основною масою, постійно присутня та чи інша частка грубозернистих включень, розкиданих хаотично. Дрібнозем морени за гранулометричним складом ділиться на глини, суглинки, супіски, які володіють специфічним інженерно-геологічними властивостями.

Отже, границя зледеніння на території Волинської височини мала нерівний характер. Огинаючи вододільні простори, льодовик глибоко врізався окремими язиками в пониження дольодовикової поверхні.

### **3.3 Розповсюдження та характеристика льодовикових і водно-льодовикових відкладів**

*Льодовикові відклади.* Оскільки в поняття «морена» вкладається нерідко різний зміст, тому варто сказати, що багато вчених дотримується твердження Є. Шанцера, згідно з яким «морена – це не гірська порода, а генетичний тип відкладів» [24].

Цей автор виділяв два генетичних типа власне льодовикових відкладів чи морен – основна і крайова морена. Є. Шанцер говорив, що основна морена «являє собою нагромадження перенесеного льодовиком уламкового матеріалу, яка утворюється під покривом льоду ще в ході його руху чи при наступному його таненні. Вони утворюють, як правило, суцільний плащеподібний покрив, який покриває значні площі і в рельєфі відповідають моренним рівнинам». До крайових (кінцевих) морен він відносив вже згадані кінцеві морени. Вони утворюють горбисті і валоподібні накопичення біля краю льодовика. Відображена вона у рельєфі у вигляді різних акумулятивних форм і перш за все у формі кінцевого, горбистого моренного ландшафту [24].

Морену Волинської височини вчені відносять до генетичного типу основної морени. До цього висновку вони прийшли, головню, завдяки вивченню рельєфу західної частини Волинської височини – району її розповсюдження. Встановлено, що морена не знаходить вираження в рельєфі, відсутні моренні пасма і горби, які характерні для крайових морен материкового зледеніння. Відсутність останніх А. Богуцький [7–9] пояснює особливостями зледеніння території, яке не залишило потужних крайових морен, а також їх наступним інтенсивним розмивом.

Поряд з мореною на території західної частини Волинської височини і Внутрішньої рівнини Верхнього Бугу і Стиру нерідко зустрічаються розсіяні уламки гірських порід, які складаються з ератичного матеріалу (вільнолежачі валуни). Вільнолежачі валуни Р. Флінт відносив до льодовикових відкладів [22].

Про наявність великих валунів кристалічних порід на території Волинської височини згадується у працях польського дослідника М. Ломніцького [31, 32].

Усі відомі відслонення основної морени знаходяться у західній частині Волинської височини, де вони приурочені до долинних понижень річок Західний Буг (околиці м. Сокаль), Лути (сmt Іваничі) і Стасівки (с. Горбків).

За нашими спостереженнями, морена залягає на абсолютній висоті 220–230 м над рівнем моря. Відносне перевищення її над сучасними днищами становить зазвичай 20–30 м. На вододільних просторах ні морени, ні ератичних валунів не спостерігається.

Морена Волинської височини, за твердженням А. Богуцького [7–9], інтенсивно розмита. Залягає вона невеликими островами на нерівній поверхні корінних порід, займаючи пониження в рельєфі – своєрідні «сховища», які зберегли її від наступного розмиву. Про розмив морени свідчить нерівна, нерідко інтенсивно озалізнена, її покрівля, а також значна амплітуда потужностей, яка змінюється від декількох десятків сантиметрів до 2–3 м і

більше. Характерно, що максимальні потужності морени пов'язані з заглибленнями на поверхні крейдових порід.

Перекривається морена алювієм другої надзаплавної тераси річки Західний Буг (околиці м. Сокаль), лесовими породами (сmt Іваничі), лесовидними породами і пісками (с. Гобків). Прослідкувати заміщення морени по простяганню не вдається, тому що всі вивчені її розрізи пов'язані з депресіями поверхні крейди.

Колір морени бурий, жовтувато-бурий, сірий і зелено-сірий. Певних закономірностей в розподілі забарвлення не спостерігається.

Моренні відклади володіють твердою консистенцією і щільним складом. Вони характеризуються відсутністю шаруватості і якої-небудь відсортованості матеріалу. Тріщинуватість морени відображена чітко, однак певних закономірностей в її спрямуванні не спостерігається. З десятипроцентним розчином соляної кислоти моренний матеріал не закипає або закипає дуже слабко.

Морена Волинської височини складається з дрібнозему, який завжди містить ту чи іншу кількість крупнозернистих включень (щебеню, гравію, гальки, валунів і ін.). Кількість включень у морені незначна (менше 1–2 %), лише на окремих ділянках їх накопичення досягає 10 % (сmt Іваничі, окремі ділянки розрізу у північній частині міста Сокаля).

За А. Богуцьким [7–9] у гранулометричному складі моренних відкладів західної частини Волинської височини виділяють глини, суглинки, супіски. Завдяки вмісту в морені включень валунного матеріалу моренні глини, суглинки і супіски називають також валунними.

Морена західної частини Волинської височини характеризується широкими межами зміни вмісту окремих фракцій і значною неоднорідністю відкладів. Найбільшою неоднорідністю відзначаються грубозернисті фракції дрібнозему морени (більше 2 мм), які по величині коефіцієнту ( $V=233,3$  %) класифікуються як вкрай неоднорідні. Неоднорідні також піщана ( $V=44,8$  %) і глиниста ( $V=50,9$  %) фракції дрібнозему морени. Виключенням є лише

пилуваті, які частіше інших сумарно переважають в складі дрібнозему, частинки. За величиною коефіцієнта змінності ( $V=26,5\%$ ) пилувату фракцію морени можна класифікувати як однорідну [7–9].

Гранулометричний склад основної морени і певні його особливості, за Ю. Лаврушиним, обумовлюється головним чином трьома факторами – складом захопленого льодовиком матеріалу, який залежить від властивостей порід ложа, подрібнення і стирання матеріалу внаслідок льодовикового транспорту і, насамкінець, змішування його при русі мореновмісного льоду.

Високий вміст пилуватих частинок у моренних відкладах пов'язаний звичайно з інтенсивним морозним вивітрюванням. Несортованість моренних відкладів являється наслідком того, що льодовиковий транспорт приводить не до диференціації продуктів руйнування гірських порід, а навпаки до їх змішування.

Середній діаметр зерен основної морени західної частини Волинської височини становить 0,026 мм, коефіцієнт їх відсортованості – 2,76. Щільність частинок ґрунту відкладів змінюється від 2,69 до 2,78 г/см<sup>3</sup> і в середньому становить 2,73 г/см<sup>3</sup>. Число пластичності валунних супісків, суглинків і глин змінюється від 6,22 до 23,50 і дорівнює в середньому 13,36. Число пластичності морени залежить від вмісту у породі глинистих частинок і збільшується із збільшенням їх вмісту.

Моренні відклади південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи, за А. Богуцьким, відзначаються високими значеннями щільності ґрунту і щільності сухого ґрунту. Вони також характеризуються незначною пористістю. Це дозволяє розглядати моренні відклади як значно ущільнені породи. Загальною ознакою основної морени західної частини Волинської височини є постійна присутність в її складі різноманітних грубозернистих включень (щебеню, гальки, гравію, валунів і ін.). Петрографічний склад включень гірських порід у моренні відклади цієї території є дуже різноманітний. Є. Шанцер [24] говорив, що для плейстоценових зледенінь Європи і Північної Америки велику роль мав той фактор, що їх центральні



частини розташувалися на території давніх кристалічних щитів. Льодовики частково руйнували міцні кристалічні породи щитів. Відносили на значні відстані і відклали на території платформених плит, які складені пухкими осадовими товщами. Наявність місцевого матеріалу ми спостерігаємо і в морені західної частини Волинської височини. Найчастіше зустрічаються валуни гранітів (дрібно- і грубозернисті, переважно сірого і рожевого кольору), амфіболітів, гнейсів, кварцитоподібних пісковиків, кварцу, кременю, крейдово-мергельних і інших порід. Зустрічаються також уламки і цілі черепашки белемнітів, скам'янілі дерева і інші органічні залишки. У вивчених нами розрізах (околиці міста Сокаля, с. Горбків і смт Іваничі) переважають включення кременю, кварцитоподібних пісковиків і кварцитів, а також включення гранітів.

Розміри включень гірських порід у моренних відкладах змінюються у широких межах – від дрібного гравію до великих валунів.

Великі валуни (0,5–1,0 м в діаметрі) практично виключно представлені породами північного походження – різноманітні граніти, амфіболіти і інші. Це явище повністю закономірне, так як корінні крейдово-мергельні утворення частини Волинської височини не дають великих валунів із-за їх незначної міцності.

Найбільшими валунами кристалічних порід, які були відзначені на території Волинської височини, є такі: порфіровидні граніти – 1 м в діаметрі (с. Волчек, дані М. Ломніцького [31, 32]), 0,6 м в діаметрі (с. Кучків), 0,5 м в діаметрі (м. Володимир-Волинський, с. Варяж), 0,45 м в діаметрі (смт Іваничі), 0,3 м в діаметрі (м. Сокаль і інші). Амфіболіти розміром 0,5 м у діаметрі (с. Стенятин, дані М. Ломніцького [31, 32]). Найбільший валун кристалічних порід на території західної частини Малого Полісся зустрів М. Ломніцький у с. Карів (поблизу м. Угнова). Його розмір був  $0,75 \times 0,70 \times 0,50$  м.

Великі валуни в моренних відкладах Волинської височини зустрічаються дуже рідко. Переважні розміри валунного матеріалу не перевищують 5–10 см.

Тому наявність малої кількості (1–2 %) немісцевого матеріалу і порівняно невеликий розмір включень у морені досліджуваного району можна пояснити тим, що цей матеріал інтенсивно дробився і стирався внаслідок пошарового руху морени. Інтенсивність дроблення в морені є тим вища, чим більша її густина, внутрішнє тертя, чим більша потужність льодовика і сильніший здійснюваний ним вертикальний тиск, чим більший шлях проходять відклади. В товщі морени гравій, щебінь, галька, валуни й інші включення гірських порід розподілені хаотично.

Обкатаність грубозернистих включень в морені різна. Вона залежить від їх петрографічного складу і розмірів. Великі валуни кристалічних порід мають частіше всього п'ятикутну форму, ребра їх заокруглені. Заокруглена і овальна форми валунів характерна для кварцу, кварцитів, дрібнозернистих гранітів і інших порід. Гострокутна і слабоокатана – для кременю, кварцеподібних пісковиків і інших.

Збереженість валунного матеріалу також різна. Поряд з добре збереженими, слабо вивітреними валунами, зустрічаються включення гірських порід, які перетворилися в порошок або ж розсипаються на дрібні уламки при легкому ударі молотка. Найгірша збереженість притаманна гнейсам і деякими зразками рожевих порфіроподібних гранітів.

*Водно-льодовикові відклади.* У геологічній будові давніх долин стоку льодовикових вод беруть участь піски (косо- і горизонтально шаруваті), а також супіски і суглинки. Загальна потужність відкладів, які виповнюють давні долини стоку льодовикових вод, дуже мінлива – від декількох до 20–25 м і більше. Максимальні їх значення пов'язані з заглибленнями у рельєфі корінних порід. В нижній частині розрізів всюди залягають піски, до них приурочені нерідко водоносні горизонти.

Відклади, які виповнюють долини стоку льодовикових вод, формувались в перигляціальних умовах, тому в них спостерігається морозно-мерзлотні порушення. Вони відзначені, зокрема, в селі Терешківці і інших. На розвиток

мерзлотних порушень у водно-льодовикових породах лесового гранскладу вказував І. Соколовський [21].

Перигляціальні умови сприяли розвитку різноманітних схилових процесів: делювіально-пролювіальних, соліфлюкційних тощо. У результаті прояву цих процесів великі маси пухкого матеріалу попадали в басейни стоку талих льодовикових вод, здійснюючи суттєвий вплив на їх режим, а також характер нагромадження відкладів.

Перейдемо до детальної характеристики закономірностей розповсюдження, особливостей будови відкладів давніх долин стоку льодовикових вод: пісків косо- і горизонтально шаруватих, а також лесовидних порід.

Піски косошаруваті займають зазвичай заглиблені ділянки на поверхні корінних крейдово-мергельних порід і залягають в основі товщі водно-льодовикових відкладів. Найширше вони розповсюджені у західній частині Волинської височини і тяжіють, таким чином, до границі максимального просування лодовика в межах цього району.

За А. Богуцьким [9], по відношенню до морени косошаруваті піски є підморенними, тобто вони пов'язані з періодом росту льодовика. Це підтверджується, зокрема, їх заляганням нижче стрічкових глин, які В. Шафер виділив у розрізі в межах с. Кристинопіль, які співпадають, за А. Яном [28], з часом відкладення морени на території Волинської височини. Косошаруваті піски інтенсивно розмиті і характеризуються сильно змінними потужностями.

Так, їх потужність в околицях м. Володимир-Волинський становить 1–1,5 м, в смт Локачі – 7,5 м.

Крім чітко вираженої косошаруватості, ці піски характеризуються строкатим забарвленням, доброю промитістю (невисокий сумарний вміст пилювато-глинистих частинок) і наявністю значної частини грубозернистих включень, у тому числі і немісцевого матеріалу.

Середній діаметр зерен косошаруватих пісків 0,32 мм. В цілому в косошаруватих пісках переважають піски грубі. Косошаруваті піски, як

відзначалось вище, вміщують ту чи іншу кількість грубозернистих включень, приурочених частіше всього до прошарків і лінз. Петрографічний склад включень різний. Це кремень, мергель, кварц, уламки белемнітів, скам'яніле дерево, кварцити, польовий шпат, граніт і інші. Максимальні розміри включень не перевищують 5–7 см у поперечнику (середня галька), частіше 2–3 см. Обкатаність матеріалу за виключенням кременю, уламків белемнітів і скам'янілого дерева добра.

Піски горизонтальношаруваті залягають на корінних крейдово-мергельних породах верхньої крейди. У розрізах Милятин, Терешківці, Локачі вони накладені на косошаруваті піски, а також на стрічкові глини, описані В. Шафером у розрізі с. Кристинопіль. По відношенню до морени горизонтально шаруваті піски, за твердженням А. Богуцького [9], є надморенними і пов'язані з періодом дефляції льодовика.

Потужність горизонтально шаруватих пісків дуже мінлива і коливається від 1–2 до 9–10 м і більше. Максимальні потужності цих пісків спостерігаються в заглибленнях поверхні корінних крейдово-мергельних порід. Характерною особливістю цих пісків є добре виражена горизонтальна шаруватість. Вона зумовлена чергуванням пісків різного гранулометричного складу з тонкими лінзами і прошарками суглинків і супісків, різним забарвленням, частково озалізненням. Озалізнення найхарактерніше для верхніх частин розрізів горизонтальношаруватих пісків, де нерідко відзначаються в пісках шаруваті текстури – чергування сильно озалізнених (бурих) і неозалізнених (світло-сірих і інших) прошарків. Потужність різнозабарвлених прошарків при цьому майже однакова і перевищує 10 см.

Колір пісків сірий з темними і світлими відтінками, жовтуватий, в окремих прошарках коричневий, чорний і інший. Переважають світло-сірі і жовтувато-сірі забарвлення пісків. Суглинисті і супіщані прошарки в даних пісках зустрічаються дуже часто, максимальні їх потужності складають декілька десятків сантиметрів, але не більше 50 см. Слід зазначити також, що кількість і потужність супіщано-суглинистих прошарків різко зростає у

верхній частині розрізів пісків на контакті з вищезалягаючими лесовидними породами.

Границя між пісками і лесовидними породами нечітка. Встановлюється вона умовно за переважанням у розрізі того чи іншого матеріалу. Мінералогічний склад горизонтальношаруватих пісків вивчений А. Богуцьким на одному зразку із села Острожець Волинської обл. [9]. За його даними, легка фракція пісків складається з кварцу (98,6 %), польового шпату (0,8 %) і халцедону (0,6 %). У важкій фракції переважають рудні мінерали (35 %), рутил (6,5 %), циркон (11,4 %), гранат (29,3 %), турмалін (4,0 %), дістен (3,0 %), ставроліт (3,3 %) і інші.

За гранулометричним складом горизонтально шаруваті піски давніх долин стоку льодовикових вод слід класифікувати як чисті (біля 70 % зразків). За величиною коефіцієнта змінності гравійну фракцію досліджуваних пісків слід класифікувати як вкрай неоднорідну ( $V=450,0$  %), пилювато-глинисту – як неоднорідну ( $V=71,0$  %), піщану – як дуже однорідну ( $V=5,7$  %). Значну неоднорідність гравійних і пилювато-глинистих фракцій горизонтальношаруватих пісків А. Богуцький пояснює надзвичайно складними палеогеографічними умовами їх накопичення, зокрема, широким розвитком на схилах долин стоку льодовикових вод в умовах перигляціальної обстановки делювіально-пролювіальних і соліфлюкційних процесів. Маси делювіально-пролювіальних і соліфлюкційних накопичень, які надходили зі схилів, не могли не здійснювати суттєвого впливу на гідрологічний режим басейнів стоку льодовикових вод, а також на характер відкладів, що їх складають.

А. Богуцький стверджує, що власне вони призвели до високої пилюватості цих пісків сильно змінним сумарним вмістом пилюватих і глинистих частинок, а також гравійованого матеріалу [9]. Середній діаметр зерен горизонтально шаруватих пісків долин стоку льодовикових вод рівний 0,20 мм.

Лесовидні породи складають верхні частини розрізів відкладів, якими складені давні долини стоку льодовикових вод. Дані породи водно-льодовикового походження залягають на горизонтальношаруватих пісках.

Границя між ними, як було зазначено вище, поступова і встановлюється умовно по переважанню в розрізі супіщано-суглинистого матеріалу. Перекриваються вони еолово-делювіальними лесами. Між водно-льодовиковими лесовидними породами і еоловим лесом нерідко розвинутий горохівський викопний ґрунтовий комплекс (розріз Горохів і інші).

Потужність лесовидних порід водно-льодовикового походження не перевищує звичайно 3–5 м. Максимальні її значення досягають 10 м і більше.

Із характерних ознак водно-льодовикових лесовидних порід ми відзначаємо наступні:

1. Приуроченість до долин стоку льодовикових вод.
2. Поступовий перехід до підстильних водно-льодовикових пісків.
3. Наявність шаруватості.
4. Їх опіщаненість, містять лінзи і прошарки пісків.

Колір водно-льодовикових лесовидних порід переважно палево-жовтий. Вони макропористі з добре розвинутою вертикальною окремістю, сильно карбонатні. Спостерігається велика кількість вапнякових новоутворень у вигляді дутиків і інше. Часто спостерігається озалізнення у вигляді окремих плям і прошарків. Фауна молюсків серед водно-льодовикових лесовидних порід зустрічається рідко. Представлена вона, за А. Богуцьким [9], прісновидними молюсками, які були пристосовані до життя в періодично пересихаючих водних басейнах.

Мінералогічний склад водно-льодовикових лесовидних порід вивчений А. Богуцьким за зразком із с. Острожець Волинської обл. У складі мінералів легкої фракції переважає кварц (90,5 %), далі йдуть польовий шпат (2,8 %), халцедон (5,2%) і глауконіт (1,5 %). Важка фракція лесовидних порід складена рудними мінералами (41,2 %), рутилом (9,4 %), цирконом (11,2 %), гранатом (16,4%), турмаліном (0,8 %), роговою обманкою (6,6 %) і іншими.

Гранулометричний склад водно-льодовикових лесовидних порід, характеризується значною непостійністю окремих фракцій при широких межах їх змін. Ступінь змінності основних гранулометричних фракцій при цьому неоднакова. За величиною коефіцієнту змінності піщана і глиниста фракції водно-льодовикових лесовидних порід класифікуються як неоднорідні. Коефіцієнти змінності, відповідно, рівні 69,5 % і 42,3 %. Пілувата фракція класифікується як однорідна, її коефіцієнт змінності – 26,5%.

Підсумовуючи викладений матеріал, можна прийти до висновку, що поряд з власне льодовиковими на території Волинської височини досить розповсюджені водно-льодовикові відклади.

Питання шляхів розповсюдження флювіогляціальних відкладів у цьому районі досить дискусійне. Існують два протилежні твердження до вирішення питання стоку талих льодовикових вод. З однієї сторони, В. Ласкарев [15], А. Богуцький [9] вказують на локалізацію стоку льодовикових вод у долинних пониженнях. І. Соколовський [21], В. Бондарчук [12], А. Ромоданова [20], стверджували про широкий розвиток потужних безруслових потоків, які покривали великі простори північної частини Волино-Поділля. Як наслідок, сформувались потужні товщі водно-льодовикових лесових порід. На користь положення про локалізацію стоку талих льодовикових вод у долинних пониженнях і неможливість розвитку суцільних безруслових потоків свідчить низка фактів:

1. Умови рельєфу як сучасного, так і дочетвертинного.
2. Закономірності розповсюдження водно-льодовикових пісків.
3. Наявність тих самих долин, по яких відбувався стік талих льодовикових вод.

У геологічній будові давніх долин стоку льодовикових вод беруть участь піски косо- і горизонтальношаруваті, а також супіски і суглинки лесового вигляду.

## РОЗДІЛ 4

### РЕЛЬЄФ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ ЯК ВІДОБРАЖЕННЯ ГЛОБАЛЬНИХ ЗМІН ПРИРОДНИХ УМОВ В АНТРОПОГЕНІ

#### 4.1 Загальні риси рельєфу

Основу рельєфу західної частини Волинської височини становить, як було вже відзначено, морфоструктура Львівсько-Волинської западини, яка заповнена потужною товщею палеозойських відкладів, нашарування яких завершується відкладами верхньої крейди, представленої переважно мергелями. Крейдові відклади перекриті четвертинними утвореннями континентального типу, які представлені переважно лесоподібними суглинками, що сприяли розвитку лесових ландшафтів на цій території (рис. 8).



Рис. 8. Лесовий рельєф Волинської височини



Волинська височина сформувалася після регресії середньосарматського морського басейну внаслідок інверсії тектонічних рухів. Активізована ними денудація в післясередньосарматський час на великій території зрізала міоценові і палеогенові відклади. Денудаційного зрізу зазнала частково і верхня товща верхньокрейдових відкладів.

Нерівний рельєф крейдової поверхні визначає основні орографічні риси західної частини Волинської височини. Вони також визначають глибину і густоту ерозійного розчленування поверхні височини.

Ще одна малопомітна, але важлива риса для визначення будови поверхні Волинської лесової височини полягає в тому, що саме її західна частина підлягає материковому зледенінню. Сліди цього давнього окського зледеніння виявляються у появі гранітних валунів в руслах річок, наявності морени в долині Західного Бугу, Луги, Стасівки. Ці особливості рельєфу західної частини Волинської височини дали змогу К. Геренчуку [19] виділити такі геоморфологічні райони: Сокальське пасмо, Іваничівський рівнинний хвилястий лесовий район, Горохівський горбисто-пасмовий лесовий район, Луцький приполіський лесовий горбистий район.

*Сокальське пасмо.* У межах Львівської обл. поверхня західної частини Волинської височини не перевищує 270 м над рівнем моря і утворює досить виразне пасмо, яке називають Сокальським. Воно поділяється долиною річки Західний Буг на дві майже однакові за площею частини: західну, яка називають Забузькою стороною, і східну – Тартаківську – сторону [19].

Сокальське пасмо обмежене на півдні невисоким, але виразним уступом до геоморфологічної підобласті Малого Полісся.

Сокальське пасмо займає північну, більшу частину Сокальського і незначну площу Радехівського колишніх адміністративних районів (села Бишів, Забава) на північ від рік Солокії і Білостоку, які є природними границями пасма з півдня. Усі інші границі цього району окреслені на заході державним кордоном з Польщею, а на півночі і сході – адміністративною границею з Волинською областю [19].

У цілому пасмо є частиною Волинської височини. Мінімальні висоти розміщені в долині Західний Буг (до 175 м).

Основним домінантним природно-територіальним комплексом тут є лесовий ярус, який займає не менше 75 % території району. Доповнюючими комплексами є лесовий середньотерасовий ярус і нижньотерасовий, що займають відповідно 18 % і 7 % території [13].

Лесовий ярус не тільки найбільший за площею, але й найвищий, тому що він займає висоти понад 230 м. Цей ярус також найстаріший і тому має добре розвинену поверхню з численими вододільними підвищеннями і розлогими зниженнями (балками), а місцями зі свіжими ярами та промоїнами [13].

*Іваничівський рівнинний хвилястий лесовий район* займає середню частину Волинської лесової височини. Західна частина цього району між ріками Західний Буг і Луга являє собою серію спільних терас названих річок і тому є рівниною. На схід від річки Луга (в напрямку на села Привітне і Мирне) розчленування поверхні зростає, тому що поміж цими селами проходить частина Головного Європейського вододілу.

У межах цього району поширені водно-льодовикові відклади, які виповнюють давні долини стоку талих льодовикових вод.

*Горохівський горбисто-пасмовий лесовий район* має найбільші абсолютні висоти, густу і глибоку ерозійну розчленованість (це надає району виразного горбистого вигляду), є найбільш лісистим (до 20 % загальної території району) [13].

*Луцький приполіський лесовий горбистий район* відзначається значними абсолютними висотами, які в середньому перевищують 250 м над рівнем моря та помітним впливом давнього зледеніння на форми його рельєфу. Цей вплив найпомітніший тому, що в лесових відкладах, відкритих цегельними кар'єрами, добре помітний вплив холодного клімату льодовикової епохи, про що свідчать морозні клини, тріщини та інші кріотурбації [13].

## 4.2 Морфометрична характеристика рельєфу

Будь-яке геоморфологічне дослідження починають з вивчення зовнішнього вигляду форм рельєфу. Здійснюють це за допомогою морфографічних та морфометричних методів. Морфографія передбачає опис рельєфу у вигляді тексту, графіків, профілів, блок-діаграм, фотографій, морфометрія – кількісна характеристика рельєфу, тобто визначення довжини, ширини, відносної й абсолютної висоти, об'єму, крутості, експозиції, форми у профілі та плані.

Як ми вже згадували, морфометричний аналіз рельєфу здійснюють за допомогою космознімків [29] і топографічних карт місцевості. Завдяки йому визначають такі базові показники, як характер поверхні та абсолютні висоти, експозицію схилів, горизонтальне і вертикальне розчленування рельєфу та крутість схилів.

Під час аналізу морфометричних (зовнішніх) характеристик рельєфу місцевості топографічні карти застосовують безпосередньо для створення електронних карт різного призначення за допомогою програмного забезпечення ArcGIS. Основними функціями ArcGIS, як геоінформаційної системи, є візуалізація, редагування та аналіз даних. Програмне забезпечення дає змогу працювати безпосередньо з географічною складовою даних шляхом встановлення взаємозв'язків між об'єктами, а також прогнозування їхнього розвитку.

З метою аналізу морфометричних характеристик західної частини Волинської височини за допомогою ArcGIS створено низку карт [29]: цифрову модель рельєфу (рис. 9), карту крутості схилів (рис. 10), карту експозиції схилів (рис. 11), а також карту вертикального розчленування рельєфу (рис. 12) та горизонтального розчленування рельєфу (рис. 13).

Аналізуючи гіпсометричну карту рельєфу (див. рис. 9), слід зробити висновок, що територія дослідження сильно розчленована. Найвищі ділянки з висотами 250–290 м розташовані у центральній частині території, зокрема, на Горохівській височині. У напрямку на захід і схід від неї абсолютні висоти

зменшуються до найнижчих відміток – 160–180 м. у долинах рік Західний Буг та Стир. На південному заході території високими значеннями абсолютних висот характеризується територія Сокальської височини.

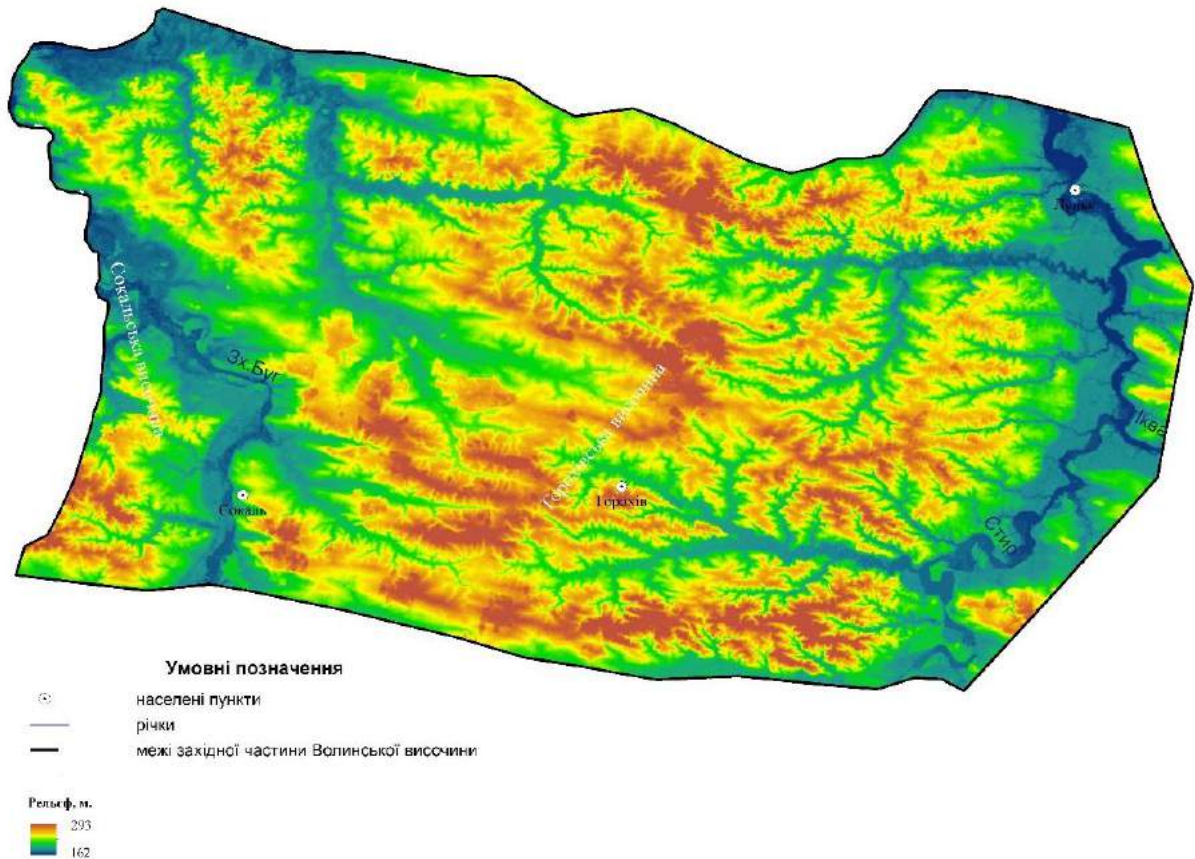


Рис. 9. Цифрова модель рельєфу західної частини Волинської височини

Аналізуючи карту крутості схилів (див. рис. 10) слід відмітити, що найвищі значення цього морфметричного показника притаманні підвищеним ділянкам Волинської височини, а саме: Сокальській і Горохівській. Пов'язане це із значним врізом ярково-балкових форм рельєфу. Максимальні значення крутості становлять близько  $13^\circ$ . Субгоризонтальні поверхні ( $< 2^\circ$ ) займають домінуючу площу у західній та центральній частинах височини. У східній частині переважають пологі схили.



Рис. 10. Карта крутості схилів західної частини Волинської височини

Співвідношення експозиції схилів території досліджень є практично рівномірним, з незначними відхиленнями. На карті (див. рис. 11) простежується переважання схилів північної та південної експозицій. Місцями простежується відхилення від субширотного напрямку із зміщенням до Карпатського напрямку із переважанням тут схилів північно-східного та південно-західного напрямів.

Вертикальне розчленування або глибину розчленування обчислюють як різницю максимальної та мінімальної абсолютних висот території, яку ділять на облікову площу, зазвичай 1 км<sup>2</sup>. Із побудованої карти (див. рис. 12) видно, що територія височини є доволі сильно розчленована та із значними значеннями відносних висот. Найвищі значення глибини розчленування притаманні східній частині Горохівської височини та ділянкам на захід від м. Луцьк – 60 м. Найнижчі значення – у центральній, платоподібній ділянці та у басейнах головних річок та їх приток – Стиру та Бугу.

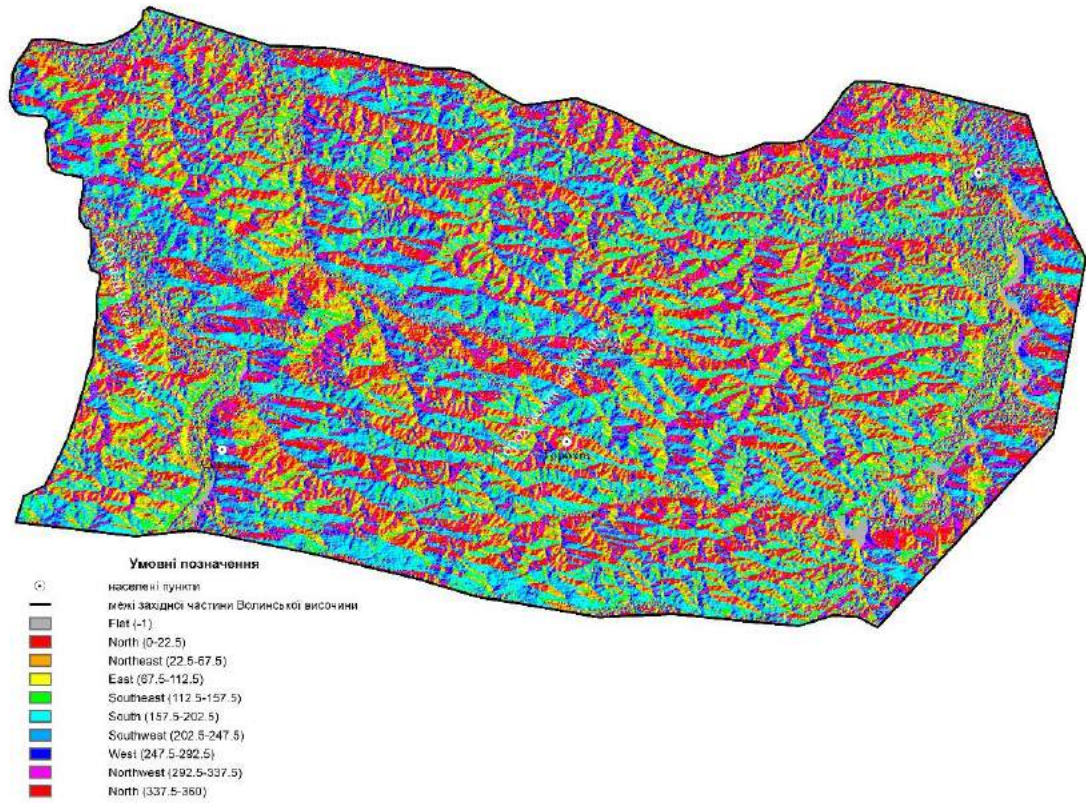


Рис. 11. Карта експозиції схилів західної частини Волинської височини



Рис. 12. Карта вертикального розчленування рельєфу західної частини Волинської височини



Рис. 13. Карта горизонтального розчленування рельєфу західної частини Волинської височини

Горизонтальне розчленування відображає густоту річкової мережі на одиницю площі (див. рис. 13). Найвищими значеннями характеризуються ділянки вздовж річок Західного Бугу, Стиру, Ікви та їх приток – 0,9 км/км<sup>2</sup>. Найнижчі – на плотоподібній ділянці у центральній частині височини.

#### 4.3 Шляхи стоку талих льодовикових вод

Одним із найважливіших питань у палеогеографії Волинської височини в епоху окського (міндельського) зледеніння є питання про шляхи стоку талих льодовикових вод. Його вирішення дає правильне розуміння закономірностей розповсюдження водно-льодовикових і інших генетичних типів четвертинних відкладів льодовикової і прильодовикової зон, відкриваючи цим самим широкі перспективи для ґрунтового вивчення антропогенових відкладів названої території. Питання про шляхи стоку талих льодовикових вод розглядалось багатьма дослідниками. Тому доречно було б коротко висвітлити його історію.

Хоча водно-льодовикові відклади відзначалися авторами «Геологічного атласу Галіції», початок їх наукового вивчення покладено відомими роботами В. Ласкарева по зйомці 17-го листа загальної геологічної карти Європейської росії. Він допускав, що в льодовикову епоху талі води від великого льодовика, який вторгся у верхів'я річки Західний Буг, стікали на південь і знаходили собі вихід, напевне, через Кременецько-Дубенську і Острозьку низовини [25]. Ці води з'єднувалися з потоками талих вод, які рухалися по річці Горинь з півночі і стікали в південному напрямі.

В низці робіт польських [26, 33 і ін.] і українських [16, 23] географів констатується важлива роль льодовикових вод у формуванні рельєфу Внутрішньої рівнини Верхнього Бугу і Стиру, а також широку участь водно-льодовикових відкладів у будові низки геоморфологічних районів і рівнів. Вони говорили, що максимальні відносні висоти, до яких піднімаються водно-льодовикові піски, не перевищують 30–40 м.

Слід також згадати відомі роботи І. Соколовського [21], згідно з яким стік льодовикових вод не локалізувався в долинних пониженнях. Він стверджував, що льодовикові води розливалися у вигляді широких безруслових потоків, покривали водно-льодовиковими (ближче до краю льодовика – піщаними і супіщаними, а далі – все більш глинистими) відкладами великі площі. Ці потоки, за І. Соколовським, покривали практично всю територію Волинської височини, виключенням є райони розповсюдження неогенових і палеогенових порід, Мале Полісся і значну частину північно-східного Поділля. Формувалися потужні товщі водно-льодовикових лесових порід. Слід сказати, що погляди про водно-льодовиковий генезис лесових порід Волинської височини розділяли В. Бондарчук [12], А. Ромоданова [20] і інші.

Таким чином, існує два принципово різних підходи до вирішення питання про шляхи стоку льодовикових вод. З однієї сторони В. Ласкарев [15], А. Богуцький [9] вказують на локалізацію стоку в долинних пониженнях. Інша група дослідників (І. Соколовський, В. Бондарчук, А. Ромоданова) вказує на



широкий розвиток потужних безруслових потоків, які охоплювали великі простори північної частини Волино-Подільської височини.

Наші дослідження з вивчення четвертинних відкладів Волинської височини переконують в правильності положення про локалізацію стоку льодовикових вод у долинних пониженнях і неможливості значного розвитку щільних безруслових потоків.

*Умови рельєфу.* Сучасний рельєф Волинської височини характеризується інтенсивним розчленуванням. Величини коливання відносних висот досягають при цьому 60–80 м, а іноді і 100 м. Рельєф корінних порід, тобто дочетвертинна поверхня, в основному повторює сучасний. Звідси випливає, що він також є сильно розчленований, виходячи з відомої тези, яку розділяють і прихильники гіпотези про zalивання льодовиковими водами вододільних просторів, що рельєф Волино-Поділля в загальних рисах був сформований до початку льодовикового періоду [19, 23 і інші], а вже модифікований до сучасного вигляду завдяки впливу глобальних змін природних умов упродовж четвертинного періоду. Отже, існують всі підстави стверджувати, що дольодовикова поверхня півночі Волино-Поділля у загальних рисах нагадувала сучасну. Дані, таким чином, говорять про те, що дольодовиковий рельєф Волинської височини не був плоским. Отже, тут не було умов для розливання льодовикових вод у вигляді широких безруслових потоків.

Про необґрунтованість гіпотези про широкий розвиток безруслових потоків говорить також аналіз закономірностей розповсюдження водно-льодовикових відкладів.

*Закономірності розповсюдження водно-льодовикових пісків.* Питання про закономірності розповсюдження водно-льодовикових пісків неможливо розглядати окремо від закономірностей розповсюдження морени. В попередньому розділі зазначено, що морена на території досліджуваного району приурочена до долинних понижень Західного Бугу, Луги, Спасівки.

Абсолютні висоти її залягання не перевищують 220–230 м. Перевищення висот над сучасним рівнем русла ріки становить 20–30 м. Встановлено також,

що край льодовика мав нерівний характер. Огинаючи вододільні простори, льодовик глибоко вдавався в пониження дольодовикової поверхні – поверхні крейдово-мергельних порід верхньої крейди. За А. Богуцьким [9], аналогічне гіпсометричне і просторове, особливо зв'язок з пониженнями рельєфу, положення займають водно-льодовикові піски, а також заміщуючи їх за розрізом супіски і суглинки. Це підтверджується наступними фактичними матеріалами.

По-перше, гіпсометричне положення водно-льодовикових пісків змінюється в межах 210–220 м, досягаючи максимальних значень в 230–240 м. Для порівняння: позначки вододільних просторів досягають 280–290 м і більше. Характерно, що максимальні абсолютні позначки залягання водно-льодовикових пісків відзначаються на понижених вододілах між річковими долинами. Як правило, це відкриті долини у верхів'ях річок Луги (притока Західного Бугу) і Черногузки (притока Стиру).

По-друге, максимальні висоти залягання водно-льодовикових пісків в межах Волинської височини і Малого Полісся – головних районів розвитку цих пісків не однакові і дещо переважають на Малому Поліссі, особливо поблизу Гологоро-Кременецького уступу. На території Волинської височини, за А. Богуцьким [9], вони становлять 240 м, на Малому Поліссі – 250–265 м. Різні висоти залягання водно-льодовикових пісків у межах названих районів викликане різними швидкостями сучасних, а можливо і більш давніх, тектонічних піднять території.

По-третє, максимальні відносні висоти залягання водно-льодовикових пісків над сучасними базисами ерозії змінюються в межах 30-40 м. Для порівняння відносні перевищення у рельєфі становлять нерідко 80–100 і більше метрів.

По-четверте, як стверджує А. Богуцький, усі відомі відслонення і багаточисленні свердловини водно-льодовикових пісків, а також заміщаючих їх супісків і суглинків на межиріччях Західного Бугу–Стиру і інших річок, розташовані виключно у пониженнях рельєфу. Зони їх виходів на денну

поверхню мають при цьому широке простягання. На вододільних просторах, за А. Богуцьким [9], ні водно-льодовикових пісків, ні заміщуючих їх за розрізом супісків і суглинків не спостерігається.

Вказані закономірності розповсюдження водно-льодовикових відкладів не можуть бути пояснені з позицій гіпотези про розповсюдження талих льодовикових вод у вигляді широких безруслових потоків. Ніякі постседиментаційні процеси не змогли б привести до такої чіткої їх приуроченості до певних гіпсометричних рівнів і не менш чіткого зв'язку з долинними пониженнями, переважно широтного простягання. Отже, закономірності розповсюдження водно-льодовикових відкладів, також аналіз умов рельєфу, зводиться до одного висновку: стік льодовикових вод у межах Волинської височини не був суцільним, а локалізувався в пониженнях дольодовикового рельєфу, які простягаються в основному в широтному напрямку. Приходимо, таким чином, до висновку про розвиток в льодовиковий час широтних давніх долин стоку талих льодовикових вод. Вони з'єднували річкові долини. Створюючи разом з ними гідрологічну сітку льодовикового часу. Велику роль відігравали при цьому потужна водойма на території Малого Полісся, яка поглинала основний об'єм стоку талих льодовикових вод.

Тільки з цією гідросіткою ми маємо право пов'язувати розповсюдження водно-льодовикових пісків. Немає сумніву, однак, що давні долини стоку льодовикових вод мало нагадували добре оформлені долини рік. Їх морфологія знаходилася у прямій залежності від морфології існуючих долин і придолинних понижень. Час існування давніх долин стоку льодовикових вод не був значним. Він обмежувався періодом зменшення материкового льодовика, після відступання якого вони переставали своє існування. Особливим був гідрологічний режим даних долин. Він залежав від режиму відступання льодовика. Все це дозволяє нам розглядати відклади давніх долин стоку льодовикових вод, як відклади водно-льодовикові, а давні долини стоку льодовикових вод – район їх розповсюдження.

*Основні долини стоку талих льодовикових вод.* А. Богуцький [9], на основі аналізу фактичного матеріалу, найповніше обґрунтував існування таких долин стоку талих льодовикових вод:

Західний Буг – Стир, вздовж Луги і Черногузки з переливом вод через вододіл в районі сіл Шельвів і Линів;

Західний Буг – Стир, вздовж Луги і Липи з переливом вод через вододіл поблизу сіл Рачин, Озерці, Терешківці, Ощів, а також поблизу сіл Печихвости, Сільце.

Виділені й інші долини, але вони знаходяться за межами досліджуваного району. Ми виділяємо ще дві долини стоку талих льодовикових вод, на основі проведених нами досліджень. Одна з них існувала вздовж річок Стасівка (притока Західного Бугу) і Липи (притока Стиру). Перелив вод через вододіл відбувався в районі сіл Шпиколоси, Княже, Квасів. Інша долина існувала вздовж річок Залижня (притока Західного Бугу) і Липи (притока Стиру). Перелив вод відбувався в районі сіл Бодячів, Охлонів. Вони не були такими потужними, як вищезазначені долини, але факт їх існування не викликає сумніву. Про це свідчить наявність водно-льодовикових відкладів на вододілах, а також інші фактори. Аналізуючи вищезазначені долини, ми бачимо, що річка Липа, притока Стиру, об'єднувала три водні артерії. Вони відповідають сучасним притокам Західного Бугу – це Луга, Залижня, Стасівка.

Отже, можна уявити, яка потужна водна артерія була річка Липа в час танення льодовика.

Названі долини, звичайно, не вичерпують всього різноманіття шляхів стоку льодовикових вод. Але принципово картина, на наш погляд, не зміниться: льодовикові води не блукали по поверхні Волинської височини, а локалізувалися в долинні пониження, які з'єднували долини рік. Широтне простягання долин стоку обумовлене аналогічним простяганням основних елементів давнього рельєфу півночі Волино-Поділля.

Долини стоку льодовикових вод, як правило, добре виражені в рельєфі. Вони плоскодонні чи злегка хвилясті, різної ширини. Переважна ширина

даних долин не перевищує 200–300 м. Місцями вони сильно заболочені, іноді зустрічають невеликі еолові форми (піщані горби ін.). На їх поверхні, як правило, блукає маленький струмок, який, мабуть, не міг розробити таку долину.

Схили давніх долин стоку льодовикових вод мають досить змінну морфологію. Вони пологі, розроблені в західній частині Волинської височини.

Це район розповсюдження крейдово-мергельних корінних порід. Круті схили в місцях виходу корінних порід на місцях розвитку сарматських оолітових вапняків (долини Іква-Стубла, Стубла-Устя і ін.).

Всі вивчені нами давні долини стоку льодовикових вод впадають в основні ріки на рівні другої надзаплавної тераси. Тобто вони перестали існувати після їх формування в середньоплейстоценовий час.

## ВИСНОВКИ

Дослідивши, проаналізувавши і узагальнивши вищевикладений матеріал, ми можемо зробити низку висновків.

1. Західна частина Волинської височини відзначається досить складною тектонічною, геологічною і геоморфологічною будовою. Так, основу рельєфу цієї частини височини становить морфоструктура Львівсько-Волинської западини, яка є прикладом оберненої оротектоніки. Заповнена западина потужною товщею осадових відкладів, потужність яких в цьому районі коливається від 3000 до 4500 м. Розбиті вони поперечними і поздовжніми розломами, що частково знайшли своє відображення в рельєфі. Нерівний рельєф крейдової поверхні визначає основні орографічні особливості досліджуваного нами району, а також визначає глибину і густоту ерозійного розчленування височини. Значний вплив на сучасний вигляд цього району мало і плейстоценове зледеніння. Великі площі західної частини Волинської височини зайняті родючими ґрунтами, які в поєднанні з хорошими кліматичними умовами, сприяли активному сільськогосподарському освоєнню району. Так, понад 70 % площі височини зайнято під сільськогосподарськими угіддями. Район характеризувався наявністю достатніх запасів поверхневих і підземних вод.

2. Для вивчення льодовикових і водно-льодовикових відкладів і форм рельєфу ми використали цілу низку різноманітних методів дослідження. Велике значення у дослідженнях належить геологічним і геоморфологічним методам, які допомогли з'ясувати певні особливості зледеніння на території західної частини Волинської височини.

3. Середньоплейстоценове (окське) зледеніння захопило лише західну частину Волинської височини і залишило сліди у вигляді моренних відкладів, ератичних валунів, а також долин стоку талих льодовикових вод.

Дослідження цього питання відбувалося в два етапи: до 50-х років ХХ ст. і після 50-х років ХХ ст. Вивчення льодовикових відкладів у межах Волинської

височини під час першого етапу здійснювалися в основному польськими дослідниками, найбільший внесок з яких зробив М. Ломницький. Під час другого етапу найбільші здобутки у вивченні льодовикових утворень належать А. Богуцькому.

Межа зледеніння на території Волинської височини мала нерівний характер. Огинаючи вододільні простори, льодовик глибоко врізався окремими язиками в пониження дольодовикової поверхні. Але слід зазначити, що льодовик не пересік Головного Європейського вододілу в межах Волинської височини.

Льодовикові відклади в межах досліджуваної нами території приурочені до долинних понижень рік Західний Буг, Стасівка і Луга. Вони мають не суцільне розповсюдження, а спостерігаються у вигляді невеликих островів у заглибленнях поверхні корінних крейдово-мергелевих порід. Морена відноситься до генетичного типу основної морени. Потужність її сильно змінна і досягає максимального 2–3 м, іноді більше.

Морена Волинської височини інтенсивно розмита. Колір її бурий, жовтувато-бурий, сірий. Вона характеризується відсутністю шаруватості і будь-якою відсортованістю матеріалу. Характерною ознакою морени є те, що вона складена дрібноземом (супісками, суглинками, глинами), який постійно містить 1–2% (рідко більше) грубозернистих включень. Серед включень переважають граніти (дрібно-і грубозернисті переважно сірого і рожевого кольору), амфіболіти, гнейси, кварц, кремній та інші породи, з максимальними розмірами до 0,6 м. Морена досліджуваної території характеризується значною неоднорідністю відкладів.

Верхньоплейстоценове зледеніння не досягло території Волинської височини, однак сприяло осадконагромадженню потужних лесових товщ, які формують сучасний лесовий рельєф Волинської височини.

4. Поряд з льодовиковими відкладами, на території Волинської височини досить розповсюджені водно-льодовикові відклади. Вони не мають суцільного поширення. Це пояснюється тим, що стік льодовикових

вод відбувався по долинних пониженнях на користь цьому виступає низка фактів. Флювіогляціальні відклади, які виповнюють давні долини стоку талих льодовикових вод на території Волинської височини, мають широтне простягання. У геологічній будові долин стоку льодовикових вод беруть участь піски і суглинки лесого вигляду.

З метою аналізу морфометричних характеристик рельєфу західної частини Волинської височини за допомогою ArcGIS створено низку карт: цифрову модель рельєфу, карту крутості схилів, карту експозиції схилів, а також карти вертикального розчленування рельєфу та горизонтального розчленування рельєфу. Здійснено аналіз побудованих карт та наведено морфометричну характеристику рельєфу західної частини Волинської височини. Підсумовано вплив глобальних змін природних умов упродовж четвертинного періоду, що відображено у сучасному рельєфі західної частини Волинської височини.



## СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. *Асєєв А. А.* Древні материкові відклади Європи. – М.: Наука, 1974. – 319 с.
2. Атлас Волинської області. – Луцьк: Волиньщина, 1990. – 42 с.
3. *Богущий А. Б., Богущий О. А., Волошин П. К.* Лесовий покрив Волинської височини // Українське Полісся: вчора, сьогодні, завтра: Зб. наук. праць. – Луцьк: Надстир'я, 1998. – С. 105–107.
4. *Богущий А., Волошин П., Томенюк О.* Лесовий покрив Волинської височини: стратиграфія, опорні розрізи, інженерно-геологічна характеристика. – Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2021. – 152 с.
5. *Богущий А., Волошин П., Томенюк О.* Лесовий покрив Подільської височини: стратиграфія, опорні розрізи, інженерно-геологічна характеристика. – Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2023. – 238 с.
6. *Богущий А., Голуб Б., Ланчонт М.* Волинська височина: головні риси геологічної будови та рельєфу // Матеріали XIV українсько-польського семінару «Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу». – Львів: Вид-во ЛНУ ім. І. Франка, 2007. – С. 6–10.
7. *Богущий А.* Генетичні типи четвертинних (антропогенових) відкладів Волино-Подільської височини // Матеріали наук. конф. по вивченню та використанню продуктивних сил Поділля. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1966. – Вип. 1. – С. 30–35.
8. *Богущий А.* Геологічна будова та корисні копалини // Природа Волинської області / За ред. К. Геренчука. – Львів : Вища школа, 1975. – С. 12–25.
9. *Богущий А.* До питання про палеогеографію півночі Волино-Подільської височини в епоху риського зледеніння // Доповіді і повідомлення Львів. відділу Геогр. т-ва УССР. – Львов : Вид-во Львів. ун-ту, 1969. – С. 60–64.

10. *Богущий А., Залеський І.* Плейстоценові зледеніння Волинського Полісся // *Українське Полісся: вчора, сьогодні, завтра: зб. наук. праць.* – Луцьк : Надстир'я, 1998. – С. 100–102.
11. *Богущий А., Яцишин А., Дмитрук Р., Томенюк О.* Геологія загальна та історична. Лабораторний практикум : навч. посібник. – Львів : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2018. – 138 с.
12. *Бондарчук В.Г., Веклич М.Ф., Ромоданова А.П., Соколовский І.Л.* Геологічна історія розвитку рельєфа і формування четвертинного (антропогенового) покриву Української ССР // *Четвертинний період (до 6 Конгресу INQUA).* – К.: Вид-во АН УРСР, 1961. – Вип. 13,14,15. – С. 80–87.
13. *Геренчук К. І.* Природні ландшафти і райони // *Природа Львівської області.* – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1972. – С. 107–133.
14. *Зузук Ф., Нетробчук І.* Рельєф і клімат як природні ресурси Волинської області // *Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр.* – Львів, 2014. – Вип. 45. – С. 29–38.
15. *Ласкарев В.Д.* Загальна геологічна карта Європейської росії, лист 17-й // *Тр. Геолкома. Нов. сер.* – 1914. – Вип. 77. – 730 с.
16. *Маринич А.М.* Геоморфологія Південного Полісся. – К.: Вид-во Київ. ун-ту, 1963. – 252 с.
17. *Новак Т.* Рельєф Волинської височини: проблеми просторової диференціації: дис. ... канд. геогр. наук: 11.00.04 – геоморфологія та палеогеографія. – Львів, 2020. – 223 с.
18. *Павловська Т. С.* Географія Волинської області: навч. посіб. / за ред. І. Ковальчука. – Луцьк: Вежа-Друк, 2019. – 212 с.
19. *Природа Волинської області / За ред. К. І. Геренчука.* – Львів, 1975. – 147 с.
20. *Ромоданова А.П.* Водно-льодовикові відклади південно-західної частини Руської рівнини // *Матеріали по четвертинному періоду України (до 7-го Конгресу INQUA).* – К.: Наукова думка, 1965. – С. 30–46.

21. *Соколовський І.Л.* Лесові породи західної частини УРСР. – К., 1958. – 100 с.
22. *Флінт Р.* Льодовики і палеогеографія плейстоцена. – М., 1963. – 576 с.
23. *Цись П. М.* Геоморфологія УРСР. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1962. – 224 с
24. *Шанцер Є.В.* Нариси вчення про генетичні типи континентальних осадових утворень. – М.: Наука, 1966. – 239 с.
25. *Яцишин А., Дмитрук Р., Богуцький А.* Методи дослідження четвертинних відкладів : навч.-метод. посібник. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. – 177 с.
26. *Jahn A.* Morfogeneza i wiek polnocnej krawędzi Podola w dorzeczu Ikwy // *Annales UMCS. B.* – Lublin, 1946. – Tom I.
27. *Jahn A.* Stratygrafia czwartorzędu w dorzeczu Bugu // *Rocz. Pol. Tow. Geol.* – Krakow, 1946. – T. XVI.
28. *Jahn A.* Utwory czwartorzędowe i morfologia doliny Bugu pod Sokalem // *Kosmos, ser. A.* – Wroclaw, 1948. – Zesz. I-IV. – Rocznik LXV.
29. *Jarvis A., Reuter H.I., Nelson A., Guevara E.* Hole-filled SRTM for the Globe Version4: CGIAR-CSI SRTM 90 m database [Електронний ресурс]. – 2008. URL: <https://srtm.csi.cgiar.org/>
30. *Lindner L., Marks L.* Pleistocene stratigraphy of Poland and its correlation with stratotype sections in the Volhynian Upland (Ukraine) // *Geochronometria.* 2008. Vol. 31(1). P. 31–37. URL: <https://doi.org/10.2478/v10003-008-0014-9>
31. *Lomnicki A.M.* Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 10. – Krakow: PAU, 1897. – Sz. 1. – 208 pp.
32. *Lomnicki A.M.* Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 10. – Krakow: PAU, 1898. – Sz. 2. – 167 pp.
33. *Malicki A.* Z morfologii Nadburza Grędowego // *Kosmos.* – Lwow, 1936. – Rocz. LXI. – Zesz. I.

34. *Matoshko A.* Pleistocene glaciation in the Ukraine // Quaternary Glaciations – Extent and Chronology / Eds J. Ehlers and P.L. Gibbard. – 2004. – P. 431–439.

35. *Nowak J.* Bauelemente und Entwicklungsphasen des Bug - Tieflandes. Mitt. d. geoiog. Gesell.in Wien, 1914, III, IV.

36. *Ruhle E.* Utwory lodowcowe zachodniej części Polesia Wolynskiego // Kosmos. – 1937. – Roczn. LXII. – Zesz. I-II.