МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА
Географічний факультет
Кафедра ґрунтознавства і географії ґрунтів

Допущено до захисту

Завідувач кафедри

_____ проф. Паньків З.П
„____” _____ 2022 р.

Гавор Юлія Степанівна

ДЕРНОВІ ГЛЕЙОВІ ҐРУНТИ (UMBRIC GLEYSOLS) РАТИНСЬКОГО ПРИРОДНОГО РАЙОНУ МАЛОГО ПОЛІССЯ

Магістерська робота

Спеціальність – 103 Науки про Землю
Спеціалізація – Прикладне ґрунтознавство та оцінка земель

Науковий керівник:
кандидат географічних наук, доцент
Наконечний Юрій Ігорович

_____ _____

(*підпис магістра*) (*підпис наукового керівника*)

Львів – 2022

ЗМІСТ

ВСТУП……...……..... 3
РОЗДІЛ 1. ПРОБЛЕМИ ГЕНЕЗИСУ ТА ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ ДЕРНОВИХ ҐРУНТІВ…….……..... 6
РОЗДІЛ 2. ПРИРОДНІ УМОВИ.....……..... 11
2.1. Геологічна будова та ґрунтотворні породи…….....……..... 12
2.2. Геоморфологічна будова...…….……..... 15
2.3. Гідрогеологічні та гідрологічні особливості……..... 17
2.4. Клімат……..... 20
2.5. Рослинний покрив…….....……..... 21
РОЗДІЛ 3. МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ..... 24
3.1. Вибір і характеристика модальних дослідних ділянок..... 25
3.2. Лабораторно-аналітичні дослідження..... 27
РОЗДІЛ 4. МОРФОГЕНЕТИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ҐРУНТІВ……..... 28
РОЗДІЛ 5. ФІЗИЧНІ І ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ..... 35
5.1. Фізичні властивості ґрунтів..... 35
5.2. Фізико-хімічні властивості ґрунтів..... 44
РОЗДІЛ 6. ЗАХОДИ ЩОДО РАЦІОНАЛЬНОГО ВИКОРИСТАННЯ І ОХОРОНИ ДЕРНОВИХ ГЛЕЙОВИХ ҐРУНТІВ..... 52
ВИСНОВКИ……...……..... 61
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ…….....……..... 65
ДОДАТКИ 69

ВСТУП

Актуальність роботи. Дернові ґрунти є результатом прояву дернового процесу ґрунтотворення. Вони утворилися під трав'янистими лучними або лісовими рослинними формаціями з добре розвиненим трав'янистим покривом за умови карбонатності материнської породи чи близького залягання жорстких ґрунтових вод у бореальному чи суббореальному гумідному кліматі різного ступеня континентальності на різноманітних формах рельєфу земної поверхні.

Найхарактернішою рисою умов ґрунтотворення дернових глейових ґрунтів є ґрунтове або поверхневе перезволоження. Ці ґрунти формуються за участі мінералізованих, багатих Ca^{2+} ґрунтових вод. Вони зберігають ознаки дернових ґрунтів, проте відзначаються чітко вираженим оглеєнням ґрунтового профілю. Відповідно, з одного боку, дернові глеєві ґрунти є надто зволоженими й у природньому стані є малородючими, а з іншого боку, за відповідної культури меліорації та землеробства ці ґрунти мають високий потенціал родючості.

Значні площі дернових глейових ґрунтів у межах території досліджень інтенсивно використовуються у сільському господарстві. Господарська діяльність людини значною мірою вплинула на стан і властивості цих ґрунтів. Важливу роль у трансформації їхніх властивостей відіграла осушувальна меліорація. Осушувальні системи в цьому регіоні були створені у 60-70-х роках XX століття й мали на меті оптимізувати водно-повітряний режим ґрунтів за рахунок відведення надлишкових поверхневих вод і пониження рівня ґрунтових вод. У зв'язку з цим дернові глейові ґрунти Малого Полісся, що зазнали впливу осушувальних меліорацій, потребують детального вивчення та постійного моніторингу їхнього стану, оновлення інформації про їхні морфологічні, фізичні, фізико-хімічні та хімічні особливості.

Метою наших досліджень було на основі літературних джерел, фондових матеріалів та власних польових і лабораторних досліджень здійснити аналіз умов ґрунтотворення та властивостей дернових глейових ґрунтів у межах Ратинського природного району Малого Полісся.

Для досягнення поставленої мети було визначено наступні ***завдання***:

- проаналізувати історію дослідження та проблеми генезису дернових ґрунтів;
- провести аналіз природних умов території дослідження;
- дослідити морфогенетичні особливості ґрунтів;
- провести дослідження фізичних і фізико-хімічних властивостей ґрунтів, та їх зміни в процесі осушувальної меліорації;
- охарактеризувати заходи щодо раціонального використання і охорони дернових глейових ґрунтів.

Об'єктом наших досліджень були дернові глейові ґрунти Ратинського природного району Малого Полісся (на прикладі Деревнянського старостинського округу Жовківської територіальної громади Львівського району).

Предмет досліджень – природні умови території досліджень, проблеми генезису дернових ґрунтів, морфогенетичні особливості ґрунтів, фізичні та фізико-хімічні властивості дернових глейових ґрунтів, трансформаційні процеси, яких зазнали ґрунти під впливом осушувальної меліорації, а також заходи щодо раціонального використання і охорони дернових глейових ґрунтів.

Результати досліджень опубліковано у збірнику матеріалів наукової конференції студентів і аспірантів «Горизонти ґрунтознавства» (м. Львів, 17 травня 2022 року) та тему: «Морфогенетичні особливості дернових глейових ґрунтів Ратинського природного району Малого Полісся» [6].

Магістерська робота викладена на 71 сторінці комп'ютерного набору. Складається із вступу, шести розділів, висновків, списку використаних

джерел (35), додатку (1). Робота ілюстрована картами та картосхемами (2), графічним (графіками) (15) і табличним (3) матеріалом, а також світлинами профілів (3).

Перший розділ присвячений аналізу літературних джерел стосовно проблематики генезису та історії досліджень дернових глейових ґрунтів.

У другому розділі охарактеризовано природні умови Малого Полісся: геолого-геоморфологічну будову, гідрогеологію та гідрологію, клімат та рослинність.

Третій розділ присвячений висвітленню методики польових та лабораторних ґрунтових досліджень.

У четвертому розділі охарактеризовано морфогенетичні властивості дернових глейових ґрунтів Ратинського району Малого Полісся.

У п’ятому розділі детально охарактеризовано фізичні та фізико-хімічні властивості досліджуваних ґрунтів: гранулометричний склад, загальні фізичні властивості, вміст гумусу, кислотно-основні властивості та вбирну здатність.

Шостий розділ присвячений характеристиці заходів щодо раціонального використання і охорони дернових глейових ґрунтів.

РОЗДІЛ 1
ПРОБЛЕМИ ГЕНЕЗИСУ ТА ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ ДЕРНОВИХ ҐРУНТІВ

Дернові ґрунти сформувалися під трав'янистою рослинністю на водно-льодовикових відкладах, давньому алювії, делювіальних відкладах або лесоподібних суглинках. Дерновий процес є провідним у формуванні цих ґрунтів. Поширені вони здебільшого у зниженнях серед вододілів, на периферії боліт, лісових галявинах, річкових заплавах, піщаних борових терасах, а також на високих заплавах і привододільних схилах [11].

Дернові ґрунти – результат вияву дернового процесу ґрунтоутворення. Термін „дернові ґрунти" введений В. В. Докучаєвим. Теорія цього процесу була детально розроблена В. Р. Вільямсом, І. В. Тюріним та іншими вченими. Дерновий – це процес, що відбувається під впливом трав'янистої рослинності й призводить до формування ґрунтів з добре розвиненим гумусовим горизонтом. Суть його полягає в накопиченні гумусу, поживних речовин і створенні водостійкої агрономічно цінної структури у верхньому горизонті. Причинами цього елементарного ґрунтового процесу є:

- інтенсивний біологічний кругообіг речовин під трав'янистою рослинністю. Це викликано коротким життєвим циклом рослинності, її високою зольністю й підвищеним вмістом азоту. У результаті кожного року утворюється й попадає в ґрунт 15-30 т/га фітомаси, що містить 4-10 % N, 800-1200 кг/га мінеральних речовин з максимумом Са;

- значна доля коренів від усієї фітомаси (65-95 %) – найважливішого джерела гумусу. Коренева система розгалужена, основна її маса знаходиться у верхніх шарах ґрунту. При відмиранні трав переважна маса органічних залишків попадає безпосередньо в ґрунт, де тісно контактує з мінеральними речовинами, що сприяє гуміфікації та закріпленню в ґрунті утворених гумусових речовин;

- значний вміст кальцію в рослинному опаді сприяє створенню реакції середовища, близької до нейтральної, стимулює розпад свіжих рослинних залишків, їх гуміфікацію та закріплення у вигляді органо-мінеральних сполук. Наявність Ca^{2+} – фактор створення агрономічно цінної структури [19].

Дернові ґрунти поділяють на три типи: дерново-карбонатні (рендзини), дерново-літогенні (ранкери) та дерново-глейові.

Дерново-глейові ґрунти, які власне і є об’єктом наших досліджень, формуються за участі сильно мінералізованих, багатих кальцієм (жорстких) ґрунтових вод. Вони зберігають ознаки дернових ґрунтів, але характеризуються чітко вираженим оглеєнням і наявністю торф’яної підстилки та перегнійного горизонту. Дерново-глейові ґрунти відрізняються високим вмістом гумусу (10-15 %), значною ємністю вбирання (35-40 ммоль/100 г), високою насиченістю основами, нейтральною і слабокислою реакцією, біогенною та гідрогенною акумуляцією деяких елементів. Внаслідок близького залягання ґрунтових вод мають несприятливий водно-повітряний режим. Володіють високою потенційною родючістю, хоча потребують регулювання водного режиму [21].

Як зазначають Д. І. Ковалишин і Н. Б. Вернандер, для дернових глейових ґрунтів характерний акумулятивний тип профілю з максимальним накопиченням гумусу і глини у верхній його частині і поступове зменшення з глибиною. Морфологічна будова профілю складається з таких генетичних горизонтів: гумусовий (Н), перехідний (HPgl) та ґрунтотворна порода (PGl). В залежності від потужності гумусованого шару ці ґрунти поділяються на слаборозвинуті (до 25 см), короткопрофільні (25-45 см) та звичайні (понад 45 см) [24].

Дернові глейові ґрунти у межах Львівської області найпоширеніші на Малому Поліссі. Великі за площею масиви цих ґрунтів є на південь і

південний захід від м. Белз, на північ і південний захід від м. Жовква, східніше від Рави-Руської, в околицях міст Буськ, Броди, Соснівка [11].

Щодо історії дослідження дернових ґрунтів, зокрема Малого Полісся, то у 1947 р. дослідження дерново-карбонатних ґрунтів починає видатний український ґрунтознавець, засновник наукової школи ґрунтознавства у Львівському державному університеті імені Івана Франка І. М. Гоголєв. За результатами досліджень цих ґрунтів на дослідних ділянках поблизу міста Радехів і с. Білий Камінь Золочівського району Львівської області, вчений висвітлив ґенезу цих ґрунтів, особливості формування їхнього профілю, дав їх генетико-виробничу характеристику, запропонував неординарні заходи щодо підвищення родючості [23].

Вагомий внесок у дослідження ґрунтів Малого Полісся й дернових ґрунтів зокрема вніс професор Г. О. Андрущенко. Він був одним з організаторів великомасштабних ґрунтових обстежень західних областей України, зональним редактором державної ґрунтової карти масштабу 1:200000, відповідальним редактором пояснювальних текстів до ґрунтових карт-схем.

Результати досліджень ґрунтів західного регіону України, в тому числі Малого Полісся, висвітлено Г .О. Андрущенком у монографії „Ґрунти західних областей УРСР” (1970 р.). На рівні фізико-географічних областей охарактеризовано умови ґрунтоутворення, особливості ґенези основних типів ґрунтів, наведено результати аналізів фізичних, фізико-хімічних властивостей, валового хімічного складу ґрунтів, фракційного складу фосфатів, вмісту мікроелементів у дерново-підзолистих, дернових, дерново-карбонатних, темно-сірих опідзолених, лучно-чорноземних ґрунтах. Лабораторно-аналітичні дослідження ґрунтів Малого Полісся виконували В. В. Вороний, М. В. Більська, Т. Д. Дзямкан [1].

Значний внесок у дослідження ґенези ґрунтів Малого Полісся здійснила професор Д. І. Ковалишин. Результати її польових і лабораторних

досліджень, а також узагальнені матеріали попередніх ґрунтових обстежень висвітлені у монографіях: „Природа Украинской ССР. Почвы” (1986 р.) – розділ „Почвы Украинского Полесья”; „Почвы Украины и повышение их плодородия” (1988 р.) – розділи „Дерново-подзолистые почвы” (у співавторстві з М. І. Полупаном і Д. Г. Тихоненком), „Дерново-боровые почвы” (у співавторстві з Д. Г. Тихоненком), „Дерново-карбонатные и дерновые скелетные (литогенные) почвы”; „Атлас почв Украинской ССР” (1979 р.) – розділ „Почвы Полесья” (у співавторстві з Н. М. Бреус), також у багатьох наукових статтях.

У 90-х роках науковим співробітником НДЛ-50 В. Г. Гаськевичем вивчалися зміни властивостей дерново-підзолистих, лучних і дернових ґрунтів Малого Полісся під впливом тривалого осушення гончарним дренажем. Досліджено динаміку елементарних ґрунтових процесів після осушення, які призвели до зміни морфологічних особливостей, фізичних і фізико-хімічних властивостей ґрунтів. Встановлено закономірності розвитку процесів ґрунтоутворення залежно від тривалості осушення. Проаналізовано розвиток деградаційних процесів в осушених ґрунтах. Результати досліджень викладено у монографії „Осушені мінеральні ґрунти Малого Полісся” (у співавторстві з С. П. Позняком) [8].

Дослідженню дерново-карбонатних ґрунтів Малого Полісся присвячені праці А. А. Кирильчука. За період з 1995 по 2000 роки на дослідних ділянках поблизу міста Радехів та села Білий Камінь проводилось вивчення динаміки елементарних процесів дерново-карбонатних ґрунтів, зміни під їхнім впливом морфологічної будови, складу і властивостей рендзин в умовах тривалого сільськогосподарського використання. За результатами досліджень, у 2004 р. А. А. Кирильчуком була видана монографія „Дерново-карбонатні ґрунти (рендзини) Малого Полісся” (у співавторстві з С. П. Позняком) [13].

Вивчення дернових глейових ґрунтів на основі коефіцієнта відносної акумуляції гумусу (КВАГ) досліджував М. І. Полупан. За його даними, у цих ґрунтах коефіцієнт КВАГ становить 2-3. Вчений встановив, що дернові глейові ґрунти мають потужність гумусованої частини профілю 25-40 см, яка складається з гумусово-глейового і невеликого (5-7 см) перехідного глейового горизонтів; глибше залягає оглеєна порода від піщаного до середньосуглинкового гранулометричного складу. Кількість гумусу в шарі до 20-25 см коливається від 1-1,4 % у піщаних до 7-10 % в середньосуглинкових. На параметри гумусонакопичення не впливають потужність гумусованого профілю, карбонатність порід. Вони визначаються за гранулометричним складом та ступенем оглеєння. За останнім показником ці ґрунти поділяють на глейові (КВАГ 2-2,8) та сильноглейові (понад 2,8) [25].

На даний час комплексних морфогенетичних досліджень власне дернових глейових ґрунтів на території Малого Полісся практично не проводиться, тому наші детальні польові і лабораторні дослідження цих ґрунтів у межах Ратинського природного району можуть стати початком і дати поштовх щодо подальшого всебічного вивчення генезису дернових глейових ґрунтів, їхньої морфологічної будови, властивостей та трансформацій, спричинених науково-необґрунтованим масштабним осушенням території Малого Полісся.

РОЗДІЛ 2
ПРИРОДНІ УМОВИ

Згідно з фізико-географічним районуванням України, територія досліджуваного Ратинського природного району знаходиться в межах Європейської рівнинної ландшафтної країни, зони мішаних лісів, Західноукраїнського краю, в області Малого Полісся [16].

З півночі Мале Полісся відмежовується Волинською височиною, з південного заходу – Розточчям і Давидівським пасмом, з півдня – Гологоро-Кременецьким горбогір'ям, які є складовими частинами Подільської височини. Північна межа Малого Полісся пролягає поблизу населених пунктів Белз - Червоноград - Стоянів - Щуровичі. Південно-західну границю умовно проводять по лінії Рава-Руська - Матерів - Крехів - Жовква - північна окраїна Львова - Водники. Від с. Водники межа Малого Полісся набуває широтного напрямку, пролягаючи поблизу населених пунктів Романів – Під'ярків - Словіта - Золочів. Південно-східніше Золочева, поблизу витоків р. Золочівка, межа Малого Полісся різко повертає на північний захід, потім знову на схід, досягаючи с. Руда Колтівська, і знову повертає на захід, до околиць с. Ожидів. Від Ожидова межа Малого Полісся набуває східного простягання, звивисто пролягаючи неподалік населених пунктів Олесько - Підгірці - Ясенів - Суховоля. На сході, за межами Львівщини, Мале Полісся через Кременецько-Дубенську денудаційну рівнину і Острозько-Славутську прохідну долину з'єднується з Житомирським Поліссям. Західніше м. Рава-Руська Мале Полісся простягається на територію Польщі [27].

У межах Малого Полісся виділяють п'ять природних районів: Ратинський, Бузько-Бродівський, Радехівський, Підподільський, Градове Побужжя (рис. 2.1).

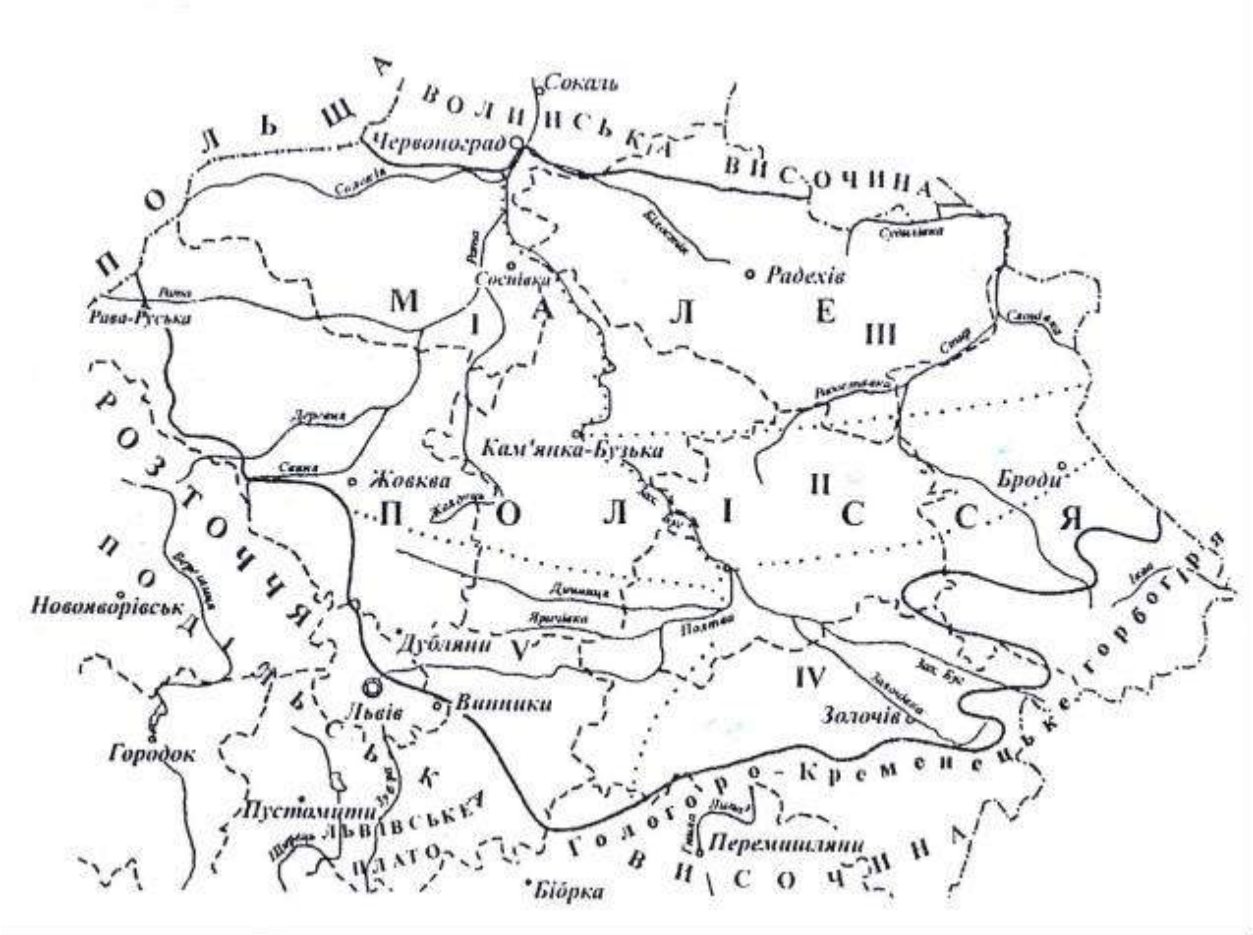

Рис. 2.1. Картосхема природних районів Малого Полісся:
I – Ратинський, II – Бузько-Бродівський, III – Радехівський,
IV – Підподільський, V – Грядове Побужжя [27]

Територія наших досліджень дернових глейових ґрунтів знаходиться у межах Деревнянського старостинського округу Жовківської територіальної громади Львівського району, який розташований у Ратинському природному районі Малого Полісся.

2.1. Геологічна будова та ґрунтотворні породи

Відповідно до тектонічного районування України територія Малого Полісся розміщена в південно-західній частині Східноєвропейської (Руської) платформи, в західній частині геоструктурної області Волино-Подільської плити, в межах геоструктурних районів західного схилу Українського

кристалічного щита і Львівського (Львівсько-Люблінського, або Галицько-Волинського) прогину [28].

У структурному відношенні територія Малого Полісся практично повністю сформувалася в пізньопліоценовий-ранньоантропогеновий періоди. На сучасному етапі внаслідок неотектонічних рухів територія досліджень піднімається зі швидкістю 8-10 мм у рік [9].

Стратиграфія порід, які складають Мале Полісся, добре вивчена свердловинами, що були закладені поблизу населених пунктів Дубляни, Рава-Руська, Крехів Жовківського району, Новий Витків Радехівського району, Олесько Буського району, Горохів Волинської області, і описана в працях багатьох вчених, а також у колективних монографіях [27].

Докембрійський фундамент та палеозойські відклади суцільним плащем перекриті мезозойськими відкладами (юрський і крейдовий періоди) [27].

Юрські відклади обмежені на сході лінією Червоноград – Кам’янка-Бузька - Перемишляни. Представлені вони строкатими пісковиками, глинами, доломітизованими вапняками, доломітами, ангідритами. Потужність цих відкладів становить 500 м і більше .

Відклади крейди покривають усю територію Малого Полісся і досягають потужності більш ніж 1000 м. Відклади крейдової системи складені, переважно, світло-сірими, білими м'якими мергелями, вапняками і крейдою. На значних площах відклади верхньої крейди відслонюються на денну поверхню, а їхній елювій служить ґрунтотворними породами для дерново-карбонатних, дернових, лучних та інших ґрунтів [27].

Відкладів палеогену на території Малого Полісся немає. Неогенові відклади у вигляді невеликих плям трапляються поблизу Батятицьких останців та околицях села Кам’янопіль. Вони представлені пісковиками.

На відкладах крейди залягають відклади четвертинної системи, представлені комплексом континентальних утворень алювіального,

льодовикового, водно-льодовикового та делювіального походження. Вони покривають територію Малого Полісся майже суцільним, порівняно малопотужним плащем [27].

В межах території дослідження найбільш поширеними є водно-льодовикові та елювіальні відклади, саме вони і є ґрунтоутворюючими породами для основних типів ґрунтів. Досліджувані дернові глейові ґрунти утворились саме на водно-льодовикових відкладах.

За даними А. Б. Богуцького, водно-льодовикові відклади окського зледеніння зустрічаються галечниками, різноманітними пісками, супісками, суглинками і глинами. Дрібнозем водно-льодовикових відкладів, особливо у верхніх частинах розрізів, лесовидний [27].

Материнські породи впливають на гранулометричний, хімічний і мінералогічний склад ґрунту, його фізичні і фізико-механічні властивості, і водно-повітряний, тепловий і поживний режими, значно визначають родючість ґрунту. При рівних умовах рельєфу в межах однієї кліматичної провінції і рослинного покриву на різних ґрунтотворних породах формуються різні за властивостями і агровиробничими характеристиками ґрунти. Це добре прослідковується в межах Малого Полісся.

Досліджувані дернові глейові ґрунти є оглеєними, про що свідчить наявність вохристих плям, залізо-марганцевих конкрецій, ортзандрових шарів. Потужність водно-льодовикових становить від 0,5 до 3,0 м і більше. Мінералогічну основу водно-льодовикових відкладів складає кварц. За гранулометричним складом водно-льодовикові відклади переважно піщані, зв’язнопіщані і супіщані, рідше – легкосуглинкові та середньосуглинкові. Середня величина щільності твердої фази становить 2,68 г/см^3. Водно-льодовикові відклади ущільнені, про що свідчить величина щільності будови – 1,68 г/см^3, водночас максимальні значення досягають 1,80 г/см^3. Загальна шпаруватість низька – 37,1 %, а шпаруватість аерації становить 13,7 %.

Середнє значення величини pH сольового в водно-льодовикових відкладах становить 5,5, реакція розчину слабокисла [8].

Отже, на території Малого Полісся і, особливо, на території дослідження, домінуючими ґрунтотворними породами, на яких і сформувалися дернові глейові ґрунти, є водно-льодовикові відклади, які відповідно до своїх фізичних і фізико-хімічних властивостей визначають напрям, характер і швидкість процесів ґрунтоутворення.

2.2. Геоморфологічна будова

У геоморфологічному відношенні територія Малого Полісся знаходиться в межах геоморфологічної підобласті Внутрішньої рівнини Верхнього Бугу і Стиру, області Волино-Подільської височини, провінції Полігенної рівнини України [35].

Щодо генезису Малого Полісся існує дві групи теорій: тектонічна і ерозійно-денудаційна. Більшість дослідників схиляється до ерозійно-денудаційної теорії утворення Малого Полісся, пов’язуючи формування морфоструктури цієї території з розмивною діяльністю рік і талих льодовикових вод. Разом з тим, П. М. Цись (1951) не відкидає впливу тектоніки [35]. Суттєву роль у формуванні Малополіської рівнини зіграли, власне, талі води окського льодовика, якими повністю розмиті відклади міоцену, денудаційний вріз досягнув верхньокрейдових відкладів. Місцями прослідковуються валоподібні підвищення верхньокрейдових відкладів, де вони виходять на поверхню.

Остаточно морфоскульптура Малого Полісся сформувалася в кінці середнього – на початку пізнього антропогену.

Мале Полісся добре виражене орографічно в межах Волино-Подільської височини у вигляді обширного пониження. Гологоро-Кременецьке горбогір'я як північний край Подільської височини, обривається до Малого Полісся крутим уступом висотою 150-180 м, місцями 200 м, а південна

частина Волинської височини – пологим уступом висотою 40-60 м [27]. Середня абсолютна висота території становить 245 м. Максимальні абсолютні висоти окремих горбів-останців досягають 276-281 м.

Загалом територія Малого Полісся являє собою нахилену на північ акумулятивно-денудаційну рівнину [35]. Сучасними геоморфологічними дослідженнями встановлено, що Мале Полісся належить до алювіально-водно-льодовикових рівнин.

Для Малого Полісся, крім Пасмового Побужжя, характерний злегка хвилястий, рівнинний, слаборозчленований рельєф, з широкими, малоприпіднятими вододілами, які перетинаються дуже часто заболоченими долинами рік. Вододільні простори плоскі або трохи випуклі, ускладнені слабовираженими горбами, грядами, міжпасмовими пониженнями. В межах вододілів дуже добре виражений мікрорельєф, представлений чисельними улоговинами, замкненими мікрозападинами. Долини малополіських рік широкі, слабоврізані, з пологими берегами, мають одну надзаплавну терасу [27].

Ратинський геоморфологічний район займає центральну і північно-західну частину Малого Полісся. Це слабохвиляста зандрово-алювіальна рівнина з загальним нахилом на північ-північний схід. Широкі долини Рати, Солокії, їхніх приток виповнені піщаними давньоалювіальними товщами, під якими залягає сенонський водотривкий мергель. Долини річок мають неглибокий вріз, часто заболочені, з потужними покладами торфу. Міжрічкові вододіли невисокі, плоскі або слабовипуклі, пасмоподібні, ускладнені безліччю безстічних або слабостічних западин та невеликих за площею слабоприпіднятих горбів і грядоподібних підвищень. У межах вододілів трапляються еолові форми рельєфу – піщані гряди і горби. Міжрічкові вододіли складені піщаними і супіщаними водно-льодовиковими відкладами, інколи з прошарками суглинків. У північно-західній частині

геоморфологічного району на поверхню виходять нерозчленовані четвертинні елювіальні відклади – мергелисті глини, елювій мергелів.

2.3. Гідрогеологічні та гідрологічні особливості

За гідрогеологічним районуванням України територія досліджень знаходиться в межах Волино-Подільського артезіанського басейну, в гідрогеологічному районі ІІ-го порядку Галицько-Волинської западини [2; 31].

Водоносні горизонти в межах Малого Полісся приурочені як до осадових, так і до кристалічних порід. Відповідно до заглиблень кристалічного фундаменту водоносні осадові товщі мають загальний нахил на захід і південний захід [20].

У межах Малого Полісся виділяють вісім водоносних горизонтів та їхніх комплексів, з якими пов'язані прісні і мінеральні підземні води. Завдяки наявності тріщин в осадових породах, більшість водоносних горизонтів гідравлічно зв’язані між собою. Це сприяє обміну водними масами між різними стратиграфічними горизонтами [7].

Найбільш поширені підземні води, пов’язані з тріщинуватими породами верхньої крейди, менше – з відкладами антропогену, юри, палеозою і верхнього протерозою. Через велику глибину залягання, незначні дебіти, високу мінералізацію, підземні води верхнього протерозою, палеозою і юри практично не використовуються і не беруть участі в ґрунтоутворенні [20].

Найбільш водозабезпеченими є відклади верхньої крейди. Водоносність їхня пов’язана з мергельно-крейдовими породами сенон-туронського і сеноманського ярусів. Залягають сенон-туронські відклади майже горизонтально, а їхня потужність у західній частині території досліджень досягає 882 м. Водоносність мергельно-крейдової товщі зумовлена тріщинуватістю і закарстованістю порід. Зона найбільшої

тріщинуватості досягає глибини 80-100 м. Тріщинуватість зони мергельно-крейдових відкладів сенон-турону сприяє нагромадженню великих запасів, переважно напірних, підземних вод.

Мінералізація сенон-туронських підземних вод становить 1,0 г/л, гідрохімічний склад – гідрокарбонатно-кальцієвий. Живлення підземних вод – інфільтраційне. Під мергельно-крейдяною товщею сенон-туронських відкладів залягають сеноманські кварцево-глауконітові піски, тріщинуваті пісковики, мергелі і вапняки. До них приурочені сеноманські водоносні горизонти. Потужність водовмісних порід з напірними водами становить 5-10 м. За хімічним складом води сеноманського ярусу гідрокарбонатні кальцієві і кальцієво-магнієві. їхня мінералізація не перевищує 1 г/л [31].

Води верхньокрейдових відкладів служать основним джерелом водопостачання на території Малого Полісся.

На території Малого Полісся найпоширеніші води алювіальних, флювіогляціальних і елювіальних відкладів. Залежно від пори року та кількості атмосферних опадів вони залягають на глибині 1,0-1,5 м у долинах річок і 3-5 м – на вододілах. За хімічним складом води гідрокарбонатні кальцієві або кальцієво-магнієві, загальна мінералізація становить 0,1-0,6 г/л. Ці води широко використовуються для господарсько-побутового водопостачання. Ґрунтові води з усіх підземних мають найбільше значення з точки зору морфогенезу ґрунтів. Їхній високий рівень спричиняє розвиток процесів перезволоження, заболочення, підтоплення, оглеєння [20].

За гідрологічним районуванням територія досліджень розташована у межах зони достатньої водності, Західної області достатньої водності, Волинської підобласті достатньої водності [16].

Найбільшими водними артеріями у межах Ратинського природного району є р. Західний Буг та її ліва притока р. Рата.

Для гідрологічного режиму ріки Західний Буг характерна яскраво виражена весняна повінь та низькі літньо-осіння і зимова межені, що

характеризуються стійкістю, маловодністю і значною тривалістю. Для Західного Бугу властива значна внутрірічна мінливість стоку наносів. Під час весняної повені річка переносить 50 % річної кількості завислих речовин, а у період літньо-осіннього і зимового меженних періодів – 30 % і 20 %, відповідно [12].

Показники мінералізації води Західного Бугу коливаються протягом року. Зокрема, найменші значення спостерігаються під час весняної повені (497 мг/дм^3); у меженні періоди величина мінералізації коливається від 518 мг/дм^3 (літньо-осіння межень) до 573 мг/дм^3 (зимова межень). Аналогічна закономірність характерна і для сезонного ходу концентрацій головних іонів у воді. Іонний склад річкових вод басейну ріки Західний Буг генетично пов’язаний з малорозчинними карбонатними породами, що складають його водозбір [12; 20].

Річка Рата бере початок на території Польщі, неподалік від польсько-українського кордону, на схід від села Верхрата. Впадає в Буг на південь від міста Червоноград. Довжина річки 76 км, площа басейну 1790 км^2, відстань від гирла впадіння основної річки до місця впадіння 688 км. Рата тече переважно із заходу на схід, лише перед впадінням до Західного Бугу повертає на північ. Витоки розташовані серед пагорбів Розточчя. Перетнувши польсько-український кордон, річка виходить на Надбужанську котловину (західна частина Малого Полісся). Заплава подекуди заболочена, вкрита лучною рослинністю. Річище звивисте, завширшки переважно 15-20 м (у пониззі до 50 м); є острови. Глибина до 2,3-2,5 м. Похил річки 1,2 м/км.

Мінералізація води р. Рата (с. Межиріччя) в середньому становить: весняна повінь – 414 мг/дм^3; літньо-осіння межень – 433 мг/дм^3; зимова межень – 476 мг/дм^3 [12].

Для регулювання стоку під час паводків місцями зроблено обвалування берегів.

2.4. Клімат

Згідно з агрокліматичним районуванням України територія Малого Полісся належить до вологої помірно-теплої агрокліматичної зони [29].

У межах Малого Полісся величина сумарної сонячної радіації становить 92,4 ккал/см^2 за рік. Найменші значення простежуються у зимові місяці – 1,1–3,5 ккал/см^2. За літній період кількість сумарної сонячної радіації сягає 42,2 ккал/см^2, а серед місяців найбільні значення припадають на липень – 16,6 ккал/см^2 [27].

Умови атмосферної циркуляції для Малого Полісся визначають за західним перенесенням повітряних мас і положенням щодо Азорського і Сибірського максимумів та Ісландського мінімуму. Протягом року панівними над цією територією є повітряні маси помірних широт. За рік найбільшу повторюваність мають вітри західних румбів. Середня швидкість вітру становить 4,0 м/с [27].

Середня багаторічна температура повітря у межах Малого Полісся становить 7,1-7,5°С. Найхолоднішим місяцем року є січень з середньою багаторічною температурою –3,8-4,4°С, а найтеплішим – липень з середньою багаторічною температурою 17,9-19,1°С. Аналіз просторового розподілу середньомісячних температур повітря засвідчує, що центральна і східна частини території Малого Полісся є дещо теплішими, порівняно з західною [20].

Сума додатніх середніх температур (вище 0°С) на цій території становить 2920-3060°С, вище 5°С – 2795-2935°С. За вегетаційний період (температури понад 10°С) сума активних температур дорівнює 2385-2570°С. На території Малого Полісся ґрунти промерзають на 25-32 см, а максимальна глибина промерзання становить 61-82 см [29].

За багаторічними даними, середньорічна кількість опадів на тій території Малого Полісся, де протікає Західний Буг, становить 590-700 мм. Річні суми опадів розподіляються на цій території нерівномірно, що

зумовлено географічним положенням і орографією. Найменше опадів випадає у західній і центральній частинах Малого Полісся (мст. Кам'янка-Бузька – 598 мм, мст. Буськ – 592 мм), а найбільше – в перехідній зоні до Гологоро-Кременецького горбогір'я (мст. Золочів – 730 мм). Найменше опадів випадає у січні (30–40 мм), найбільше – у липні (90-110 мм) [20].

Сталий сніговий покрив на території Малого Полісся встановлюється у третій декаді грудня. Число днів зі сталим сніговим покривом коливається від 36-ти до 150-ти. Середня з найбільших декадних висот снігового покриву за зиму становить 15–18 см.

2.5.Рослинний покрив

Згідно з геоботанічним районуванням України територія досліджень входить до складу Європейської широколистяно-лісової області Східноєвропейської провінції Поліської підпровінції Малополіського геоботанічного округу дубово-соснових, соснових лісів і евтрофних боліт [3; 30].

На більшій частині Малого Полісся рослинний покрив однорідний за складом лісів, лук та боліт. Лише Пасмове Побужжя та південна частина території різняться характером рослинності. Це дало змогу виділити в межах Малополіського геоботанічного округу три геоботанічні райони: Рава-Русько-Радехівсько-Бродівський, Кам'янко-Бузько-Винниківський Грядового Побужжя і Олеськівський (Підподільський) [3].

Для Малого Полісся характерні як бореальні, або тайгові елементи флори – сосна звичайна (Pinus sylvestris L.), брусниця (Rhodococcum vitis idea), квасениця звичайна (Oxalis acetosella L.), грушанка мала (Pyroba minor L.) і середня (Pyroba media Sw.), так і середньоєвропейські, або зони мішаних лісів, – дуб звичайний (Quercus robur L.), граб звичайний (Caprinus betulus L.), бук лісовий (Fagus sylvatika L.) [27].

В доагрокультурний період більша частина Малого Полісся була вкрита лісами. В теперішній час розораність території в середньому становий від 37-ми до 50-ти %, у південно-західній, південній, північно-східній частинах – 60-65 %. Ліси займають близько 30-ти % території, в окремих частинах Малого Полісся цей показник становить 20-39 %. Під луками зайнято від 17-ти до 30-ти % території, під болотами – до 5,3 %, з них неосушені 0,1-0,3 % [27].

Основні сільськогосподарські угіддя розміщені на місці соснових дубово-соснових лісів, поєднаних з луками, на дерново-підзолистих, дерново-карбонатних, дернових і лучних ґрунтах. У південній частин Малого Полісся сільськогосподарські угіддя є на місці дубових, дубово-грабових та ін. широколистяних лісів з сірими, темно-сірими, чорноземами опідзоленими і карбонатними, лучно-чорноземними, дерновими і лучними ґрунтами [27].

В межах Малого Полісся найбільше поширені заплавні, менше – материкові луки. Незважаючи на те, що луками у Малому Поліссі зайнято значні площі, природна лучна рослинність унаслідок осушувальних меліорацій і сільськогосподарського освоєння знищена і збереглася фрагментарно у долинах рік, окраїнах боліт.

Серед заплавних переважають справжні різнотравно-злакові луки на алювіальних лучних та дернових ґрунтах з формаціями костриці лучної (Festuca pratensis Huds.), мітлиці білої (Agrostis alba L.), тонконога лучного (Poa pratensis L.). Меншого поширення набули торф’янисті щучникові, молінієві, дрібноосокові луки з осокою просоподібною (Carex panicea L.), осокою жовтою (Carex flava L.) та болотисті злаково-осокові та осокові луки здебільшого з осокою стрункою (Carex acuta L.) Під торф’яними і болотистими луками сформувалися лучно-болотні, болотні, торф'янисто-болотні ґрунти [20].

Отже, для Малого Полісся характерні хвойні та мішані ліси, заплавні і материкові луки, обширні масиви боліт. Саме під лісовою, лучною і

болотною рослинністю переважають підзолистий, дерновий і болотний процеси ґрунтотворення, внаслідок яких сформувалися дерново-підзолисті, дернові, лучні та болотні ґрунти, які є домінуючими в структурі ґрунтового покриву Малого Полісся.

РОЗДІЛ 3
МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ

Для вивчення особливостей морфологічної будови профілю та властивостей дернових глейових ґрунтів Ратинського природного району Малого Полісся ми використовували порівняльно-географічний, морфолого-генетичний (профільний) та порівняльно-аналітичний методи.

Порівняльно-географічний метод є одним із найперших методів, який використовували ґрунтознавці, базується на домінуючій ролі чинників ґрунтотворення, Його суть полягає в паралельному і одночасному вивченні ґрунтів і чинників ґрунтотворення, тобто має бути комплексне вивчення ґрунту та всіх чинників ґрунтотворення. Проте порівняльно-географічний метод не є основним методом ґрунтознавства, він також широко використовується в інших географічних науках.

Основним методом ґрунтово-географічних досліджень є морфолого-генетичний (профільний) метод. Важливо та необхідно використовувати морфологічний метод для розуміння властивостей ґрунтів. Морфологічні дані дають змогу зробити припущення про природу сучасного ґрунтоутворення та особливості давніх етапів ґрунтоутворення. Профільний метод дослідження ґрунтів полягає у вивченні ґрунту на основі сукупності генетичних горизонтів та всієї глибини ґрунтового профілю.

Порівняльно-аналітичний метод є основним методом кількісної характеристики складу та властивостей ґрунту та окремих горизонтів. Його суть полягає в порівнянні речовинного складу і властивостей твердої фази генетичних горизонтів, з одного боку, та материнської породи – з іншого. Крім того, метод передбачає порівняння складу та характеристик генетичних горизонтів в межах ґрунтового профілю.

Для вивчення фізичних та фізико-хімічних властивостей ґрунтів застосовували фізичні, фізико-хімічні та хімічні методи досліджень. У

польових дослідженнях з метою опису морфологічних властивостей ґрунтів та відбору зразків для аналізу в лабораторії використовували експедиційний метод дослідження ґрунтів.

3.1. Вибір і характеристика модальних дослідних ділянок

Під час вибору ключової ділянки і закладки ґрунтових розрізів використано топографічні карти масштабу 1:100 000, ґрунтові карти масштабу 1:200 000 та 1:10 000, матеріали ґрунтових обстежень попередніх років, проведених Львівським інститутом землеустрою та кафедрою ґрунтознавства і географії ґрунтів Львівського національного університету імені Івана Франка, а також матеріали досліджень з геологічної, геоморфологічної будови, гідрогеологічних та кліматичних особливостей території.

Модальна ділянка „Деревня” закладена на слабохвилястій морено-зандровій рівнині у межах Деревнянського старостинського округу, що знаходиться в північно-східній частині Жовківської територіальної громади Львівського району.

Закладено три основних розрізи, по яких визначали властивості ґрунтів: розріз №2–Д – 200 м на північ від с. Деревня, розріз №3–Д – 400 мм на північний захід від с. Деревня, 5–Д – 500 м на північний захід від с. Деревня. Ґрунтовий покрив представлений дерновими глейовими глибокими осушеними та неосушеними ґрунтами різного гранулометричного складу на водно-льодовикових відкладах (рис. 3.1, додаток А).

Ґрунтові розрізи закладали до материнської породи – водно-льодовикових відкладів, або до появи ґрунтових вод. У розрізах детально вивчали морфологічну будову. За генетичними горизонтами відбирали зразки ґрунту для лабораторно-аналітичних досліджень. Наявність та характер залягання у профілі карбонатів Кальцію визначали за допомогою розчину 10 % хлоридної кислоти.

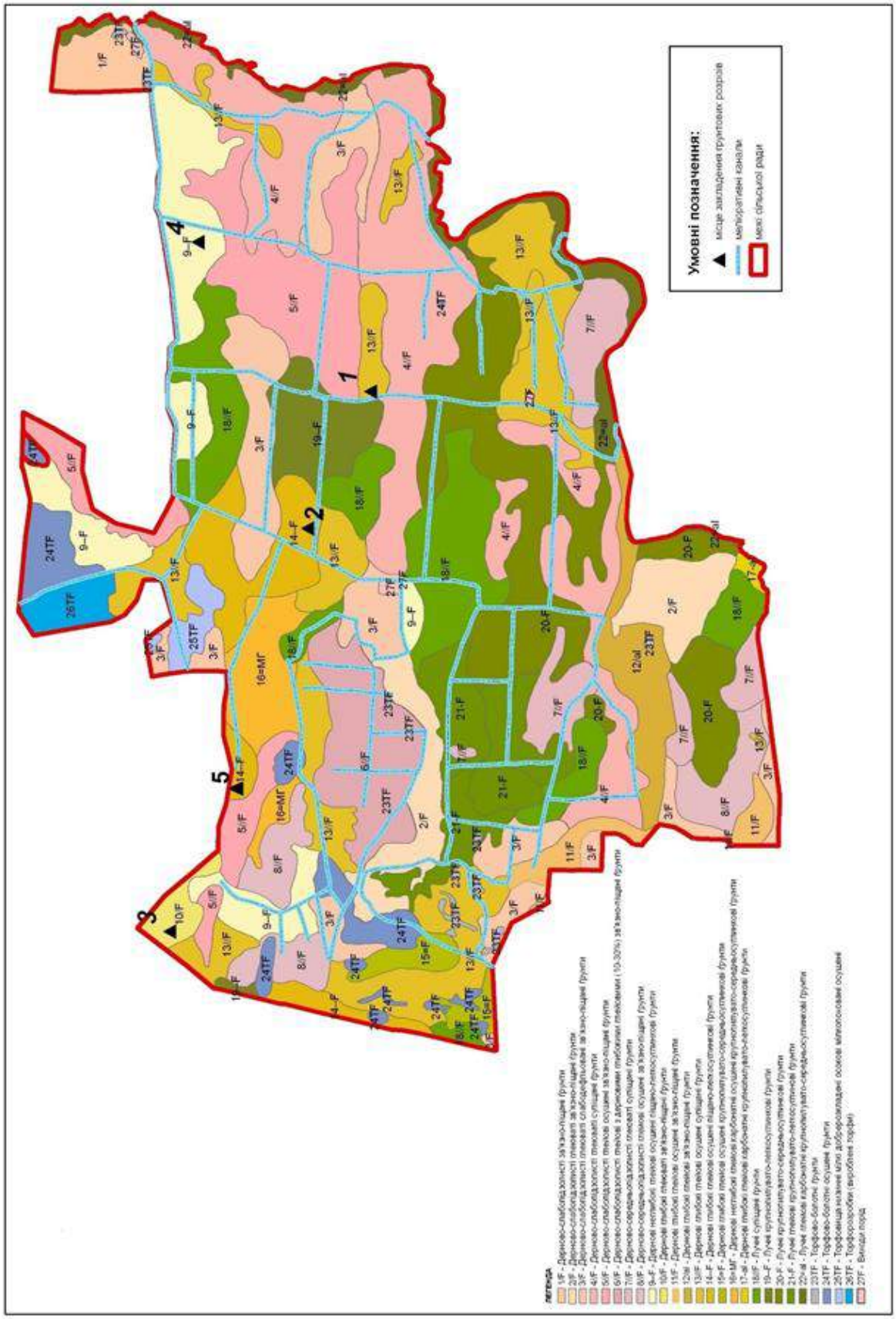

Рис. 3.1. Картосхема ґрунтового покриву Деревнянської сільської ради Львівського району Львівської області

Безпосередньо в полі досліджували щільність будови ґрунту за допомогою циліндра з лабораторії Литвинова (об’єм циліндра 50 см^3) суцільною колонкою (кожні 10 см) у триразовій повторності. Одночасно визначали польову вологу термостатно-ваговим методом.

3.2. Лабораторно-аналітичні дослідження

Під час лабораторних досліджень головну увагу приділяли вивченню складу і властивостей дернових глейових ґрунтів досліджуваної території. Відібрані у польових умовах зразки ґрунтів, відповідно до загальноприйнятих методик, підготовляли до проведення лабораторно-аналітичних досліджень, в яких визначали:

1. Гранулометричний склад – за Качинським з підготовкою пірофосфатним методом;
2. Щільність твердої фази – пікнометричним методом;
3. Щільність будови ґрунту – розрахунковим методом;
4. Шпаруватість ґрунту – розрахунковим методом;
5. Гігроскопічну вологість – термостатно-ваговим методом;
6. pH водної і сольової витяжки – потенціометрично зі скляним електродом;
7. Гідролітичну кислотність – за Каппеном;
8. Вміст гумусу – методом Тюріна в модифікації Нікітіна;
9. Суму ввібраних основ – за Каппеном.

РОЗДІЛ 4
МОРФОГЕНЕТИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ҐРУНТІВ

Вивчення морфологічних ознак є одним із найважливіших і найдавніших методів дослідження ґрунтів, який дає змогу створити уявлення про загальну будову ґрунтового профілю. Потужність, вологість, колір, глибина гумусового забарвлення, гранулометричний склад, структура, складення, глибина залягання і форма прояву карбонатів, наявність новоутворень, включень, характер переходу між горизонтами та інші морфологічні ознаки дають змогу робити деякі припущення щодо якісних відмінностей між горизонтами і можуть дати уявлення про характер режимів, що визначають сучасні процеси ґенези ґрунтів [20].

Територія Деревнянського старостинського округу, у межах якого в польових умовах досліджували дернові глейові ґрунти, знаходиться в північно-східній частині Жовківської територіальної громади Львівського району.

Найхарактернішою рисою умов ґрунтотворення дернових глейових ґрунтів є ґрунтове або поверхневе перезволоження, яке призводить до інтенсифікації процесу оглеєння, яке проявляється у вигляді примазок, плям ржавого та сизуватого забарвлення. Ґрунти характеризуються акумулятивним профілем типу: H+HPgl+PGl [6].

Властивості їх значно залежать від гранулометричного складу. Так, наприклад, поважчання гранскладу призводить до зменшення потужності гумусового горизонту, а порівняно незначне перезволоження веде до збільшення кількості гумусу в легких ґрунтах до 1,5-5 %. Суттєвого перерозподілу SiO_2 та R_2O_3, мулу в типових ґрунтах не спостерігається, хоча помітна тенденція до накопичення останніх в оглеєних горизонтах.

Варто відмітити, що дернові глеєві ґрунти, сформовані на водно-льодовикових відкладах, є безкарбонатними – скипання від соляної кислоти

не простежується, карбонати вимиті з ґрунтового профілю і породи завдяки промивному типу водного режиму і легкому їхньому гранулометричному складу, що значно підвищує шпаруватість ґрунту [6].

Оскільки на території досліджень поширені як осушені, так і неосушені дернові глейові ґрунти, то ми при характеристиці морфологічних особливостей цих ґрунтів окремо подаємо опис профілю меліорованих та немеліорованих ґрунтів.

Дернові глейові глибокі осушені ґрунти зустрічаються у північній, північно-західній та північно-східній частині Деревнянського старостинського округу.

Розріз №2–Д закладений 200 метрів по польовій дорозі від північної окраїни села Деревня і 50 метрів на північний схід від перетину меліоративного каналу й дороги. Координати розрізу: 50˚11.0146′N 024°04.2831′E (система координат WGS 84) (додаток А).

Рельєф – слабохвиляста морено-зандрова рівнина.

Угіддя – рілля.

Ґрунтотворна порода – оглеєні водно-льодовикові відклади.

Глибина розрізу – 106 см.;

Потужність гумусового горизонту (Н+НР) – 53 см.

Оглеєння – з глибини 23 см.

Ґрунтові води – з глибини 106 см.

Назва ґрунту: дерновий глейовий глибокий осушений супіщаний ґрунт на водно-льодовикових відкладах.

$Н_{ор.}$ (0-23 см)	Гумусовий горизонт, орний, сірого з темнуватим відтінком кольору, однорідний, свіжий, пухкий, супіщаний, невираженої грудкувато-зернистої структури, густо пронизаний корінням рослин, червоточини, перехід до горизонту НРgl поступовий за кольором;

HPgl (23-53 см)	Перехідний горизонт, сірого кольору з бурим відтінком, неоднорідний, свіжий, злегка ущільнений, зв'язно-піщаний, слабо вираженої грудкуватої структури, корінці рослин, прояви оглеєння у вигляді примазок, сизих та ржавих плям, перехід до горизонту P(h)gl різкий за кольором;
P(h)gl (53-82 см)	Слабогумусована материнська порода, сизо-сіро-бурого кольору, волога, неоднорідна із затіками гумусу, слабоущільнена, зв'язно-піщана, безструктурна, оглеєна сильніше за HPgl, вохристі та сизі плями, перехід до горизонту PGl ясний за кольором і щільністю;
PGl (82 і > см)	Ґрунтотворна порода, водно-льодовикові відклади, білясто-жовтуватого кольору, однорідна, сира, злегка ущільнена, піщана, безструктурна, плями оглеєння, залізисто-марганцеві конкреції.

В осушених відмінах дернових глейових ґрунтів гумусована частина профілю сягає 53 см. В гумусовому горизонті в результаті зміни окисно-відновних умов внаслідок осушення ознаки оглеєння не виявлені. Гумусово-акумулятивний горизонт сірого забарвлення, супіщаного гранулометричного складу і нетривкої грудкувато-зернистої структури. У перехідному горизонті з глибини 23 см з'являються ознаки оглеєння у вигляді ржавих та сизих плям і примазок. Забарвлення набуває бурого відтінку, гранулометричний склад – зв'язно-піщаний. В слабогумусованій материнській породі ознаки оглеєння більш чітко виражені, трапляються поодинокі затіки гумусу, є безструктурною. Ґрунтотворна порода представлена водно-льодовиковими відкладами білясто-жовтуватого кольору, піщаного гранскладу. Присутні залізо-марганцеві конкреції.

Неосушені відміни дернових глейових ґрунтів зустрічаються у східній та західній частині Деревнянського старостинського округу. На таксономічному рівні різновидностей зустрічаються зв'язно-піщані та супіщані дернові глейові ґрунти. Також розрізи закладені на різних видах угідь – пасовищі та в молодому сосновому лісі.

Нижче подаємо опис дернового глейового глибокого неосушеного зв'язно-піщаного ґрунту на водно-льодовикових відкладах.

Розріз №3–Д закладений 400 м від північної границі каналу по польовій дорозі на північний-захід і перпендикулярно на північ 100 м в північно-західній околиці села Деревня (додаток А).

Рельєф – слабохвиляста морено-зандрова рівнина.

Угіддя – пасовище.

Ґрунтотворна порода – оглеєні водно-льодовикові відклади.

Глибина розрізу – 69 см.

Потужність гумусового горизонту (Н+НР) – 39 см.

Оглеєння – з поверхні.

Глейовий горизонт: з 28 см.

Ґрунтові води – з глибини 69 см.

Назва ґрунту: дерновий глейовий глибокий неосушений зв'язно-піщаний ґрунт на водно-льодовикових відкладах.

Hd (0-3 см)	Дернина;
Hgl (3-28 см)	Гумусовий горизонт, темнувато-сірого кольору, сильно зволожений, злегка ущільнений, зв'язно-піщаний, нестійкої грудкуватої структури, оглеєний, густо пронизаний корінцями рослин, залізисті примазки, рідко – іржаві плями оглеєння, перехід до горизонту HPGl поступовий за кольором;

HPGl (28-37 см)	Перехідний до породи горизонт сірого, з буруватим відтінком кольору, неоднорідний, сильно зволожений, ущільнений, зв'язно-піщаний, нестійкої грудкуватої структури, рясні вохристі плями оглеєння, дрібні залізисто-марганцеві конкреції, корінці рослин, перехід до горизонту P(h)Gl поступовий за кольором;
P(h)Gl (39-52 см)	Дуже слабогумусована материнська порода, буруватого кольору із сірими затіками, неоднорідна, мокра, ущільнена, супіщана, безструктурна, трапляються корінці рослин, рясні вохристі та сизі плями оглеєння, залізисто-марганцеві конкреції, перехід до горизонту PGl поступовий за кольором;
PGl (52-69 см)	Ґрунтотворна порода, водно-льодовикові відклади, жовто-бурого кольору, неоднорідна, мокра, щільна, піщана, безструктурна, рясні вохристі, іржаві та сизі плями оглеєння, залізисто-марганцеві конкреції, великі стяження ортзандрів.

Далі подаємо опис дернового глейового глибокого неосушеного супіщаного ґрунту на водно-льодовикових відкладах.

Розріз №5–Д закладений 500 метрів від північно-західної границі села Деревня вздовж каналу на північ-північ-захід і перпендикулярно на схід 200 м. Координати розрізу: 50°10.8483′N 024°02.2560′E (система координат WGS 84) (додаток А).

Рельєф – морено-зандрова рівнина.

Угіддя – ліс (насадження соснового молодняку).

Ґрунтотворна порода – оглеєні водно-льодовикові відклади.

Глибина розрізу – 97 см.

Потужність гумусового горизонту (H+HP) – 39 см.

Плями оглеєння – з поверхні.

Глейовий горизонт – з 39 см.

Ґрунтові води – з 95 см.

Назва ґрунту: дерновий глейовий глибокий неосушений супіщаний ґрунт на водно-льодовикових відкладах.

Hd (0-3 см)	Дернина;
Hgl (3-26 см)	Гумусовий горизонт, сірого кольору, свіжий, злегка ущільнений, супіщаний, нестійкої грудкуватої структури, рідко – іржаві плями оглеєння, густо пронизаний корінням рослин, перехід до горизонту HPgl поступовий за кольором;
HPgl (26-39 см)	Перехідний горизонт бурого із сірим відтінком кольору, неоднорідний, вологий, щільніший за попередній, супіщаний, нестійкої грудкуватої структури, оглеєний, дрібні залізисто-марганцеві конкреції, корінці рослин, перехід до горизонту P_1(h)Gl ясний за кольором;
P_1(h)Gl (39-66 см)	Перший шар ґрунтотворної породи – водно-льодовикові відклади, жовто-бурого кольору, неоднорідний, мокрий, щільний, супіщаний, безструктурний, рясні вохристі, іржаві та сизі плями оглеєння, залізисто-марганцеві конкреції, перехід до горизонту P_2Gl поступовий;
P_2Gl (66-95 см)	Другий шар ґрунтотворної породи – водно-льодовикові відклади, жовто-бурого з коричневим відтінком кольору, мокрий, щільний, в’язкий, легкосуглинковий, безструктурний, рясні іржаві й сизі плями оглеєння, залізо-марганцеві конкреції.

В неосушених відмінах дернових глейових ґрунтів гумусована частина профілю сягає 39 см. Внаслідок близького рівня залягання ґрунтових вод, що не були понижені проведенням осушувальних меліорацій, ознаки оглеєння спостерігаються вже з поверхні. Гумусово-акумулятивний горизонт сірого і темнувато-сірого забарвлення, зв’язно-піщаного або супіщаного гранулометричного складу, нестійкої грудкуватої структури. Перехідний горизонт відрізняється буруватим забарвленням, щільнішим складенням, інтенсивнішим проявом оглеєння. Ґрунтотворна порода, представлена водно-льодовиковими відкладами жовто-бурого забарвлення, від піщаного до легкосуглинкового гранулометричного складу, з інтенсивними ржавими і сизими плямами оглеєння. Присутні залізисто-марганцеві конкреції, великі стяження ортзандрів.

Як бачимо, як для осушених, так і неосушених дернових глейових ґрунтів досліджуваної території характерний акумулятивний профіль типу з розподілом на горизонти H+HPgl+PGl, супіщаний або зв’язно-піщаний гранулометричний склад, нетривка грудкувата структура, відсутність карбонатів у профілі, наявність глейового горизонту в середній або нижній частині профілю. Встановили, що глибина появи ознак оглеєння і ґрунтових вод напряму залежить від проведення осушувальних меліорацій на цій території.

РОЗДІЛ 5
ФІЗИЧНІ І ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ

5.1. Фізичні властивості ґрунтів

Починаючи з 60-х років XX століття, у зв'язку з проведенням осушувальних меліорацій на території Малого Полісся та, відповідно, інтенсифікацією антропогенного впливу на осушені ґрунти, зростає роль у дослідженні складу, властивостей ґрунтів, процесів, які безперервно протікають у них, а також їхня кількісна та якісна оцінка. Фізичні властивості ґрунтів є однією з найважливіших характеристик, яка визначає якісний стан ґрунтового покриву, впливає на фізико-хімічні, морфогенетичні та агрономічні властивості ґрунту його родючість. Фізичні властивості характеризують ступінь окультурення та екологічний стан ґрунтового покриву [8].

Гранулометричний склад є однією з найважливіших генетичних і агрономічних характеристик ґрунту. Тісно пов'язаний із властивостями ґрунтоутворюючих порід, гранулометричний склад відображає їхню трансформацію в процесі ґрунтоутворення, є одним із індикаторів змін, що відбуваються в ґрунті внаслідок антропогенного впливу та різних умов сільськогосподарського використання. Гранулометричний склад зумовлює формування повітряного, теплового і поживного режимів ґрунтів, які в значній мірі визначають ріст, розвиток і врожайність сільськогосподарських культур.

Гранулометричний склад досліджуваних ґрунтів характеризується зв'язно-піщаним та супіщаним гранулометричним складом. В супіщаних відмінах (розріз №2–Д) вміст фізичної глини (частинок розміром менше 0,01 мм) коливається у межах 11,2-12,3 %, а у зв'язно-піщаних становить 6,9 % (таблиця 5.1, рис. 5.1).

Таблиця 5.1

Гранулометричний склад дернових глейових ґрунтів

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Розмір частинок у мм, кількість у %						
		Фізичний пісок			Фізична глина			Сума частинок < 0,01
		пісок		пил			мул	
		1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	< 0,001	
Дерновий глейовий глибокий осушений супіщаний ґрунт на водно-льодовикових відкладах, розріз №2–Д								
H_{op}	6-16	31,30	46,80	10,70	2,40	3,60	5,20	11,20
HPgl	33-43	37,60	44,90	8,70	1,80	2,80	4,20	8,80
P(h)gl	63-72	53,60	32,00	8,20	1,80	1,90	2,50	6,20
PGl	82-92	45,80	34,20	15,50	0,90	1,30	2,30	4,50
Дерновий глейовий глибокий неосушений зв’язно-піщаний ґрунт на водно-льодовикових відкладах, розріз №3–Д								
Hgl	8-18	28,40	49,90	14,80	2,40	1,20	3,30	6,90
HPGl	28-38	33,00	46,10	14,90	0,70	1,50	3,80	6,00
P(h)Gl	39-49	49,80	35,50	8,90	0,90	0,80	4,10	5,80
PGl	52-62	30,40	56,30	9,80	0,30	1,50	1,70	3,50
Дерновий глейовий глибокий неосушений супіщаний ґрунт на водно-льодовикових відкладах, розріз №5–Д								
Hgl	10-20	45,80	21,30	20,60	0,60	2,10	9,60	12,30
HPgl	28-38	28,20	23,80	29,40	6,0	5,90	6,70	18,60
P_1(h)Gl	47-57	23,10	25,80	35,60	5,30	6,20	4,00	15,50
P_2Gl	76-86	2,50	34,90	37,80	6,90	8,60	9,30	24,80

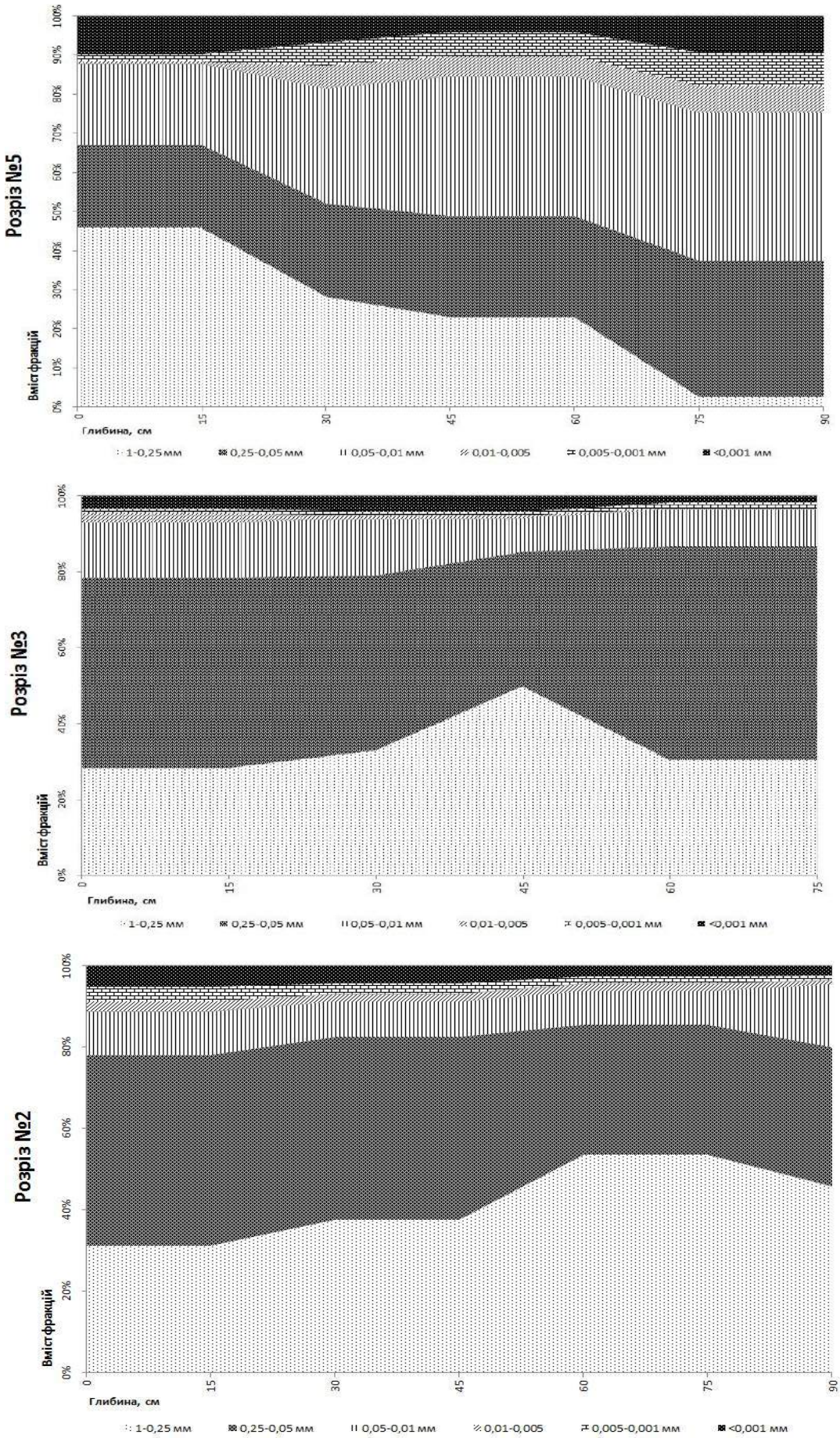

Рис. 5.1. Гранулометричний склад досліджуваних ґрунтів

В дернових глейових осушених ґрунтах (розріз №2–Д) серед гранулометричних фракцій різко переважає піщана фракція (78-85 %). Причому у верхній частині профілю переважає дрібний пісок, а у нижній – грубий і середній. Вміст мулистої фракції не перевищує 5,2 % (табл. 5.1).

Дернові глейові неосушені ґрунти значно відрізняються за вмістом гранулометричних елементів і розподілом їх значень по профілю, тому розглянемо їх окремо.

Дернові глейові неосушені зв’язно-піщані ґрунти (розріз №3–Д) характеризуються різким переважанням фракції піску (78-86 %). У цих ґрунтах також спостерігається подібний розподіл по профілю піщаних фракцій, як і в осушених відмінах. Зростає вміст пилуватої фракції (до 18 %). Вміст мулу незначний (1,7-4,1 %). Загалом спостерігається збільшення вмісту піщаної фракції та закономірне зменшення пилуватої і мулистої фракції вниз по профілю (табл. 5.1, рис. 5.1).

У дернових глейових неосушених супіщаних ґрунтах (розріз №5–Д) також переважає піщана фракція, проте її значення є нижчими (37-67 %), а в другому шарі ґрунтотворної породи навіть дещо переважає фракція грубого пилу (37,8 %). Серед пилуватих фракції різко переважає грубий пил (20,6-37,8 %). Вміст мулу також є вищим, порівняно з зв’язно-піщаними неосушеними ґрунтами (4,0-9,6 %). Загалом спостерігається збільшення фізичної глини при зменшенні фракції піску вниз по профілю (табл. 5.1).

Отже, гранулометричний склад досліджуваних дернових глейових ґрунтів є зв’язно-піщаний і піщаний. Переважаючою фракцією є піщана. У супіщаних відмінах, особливо у неосушених ґрунтах, зростає вміст фракції грубого пилу. Мулиста фракція характеризується дуже низькими значеннями. Загалом у всіх ґрунтах не спостерігається суттєвого збільшення чи зменшення переважаючих фракцій вниз по профілю.

Найважливішими показниками , які визначають складення ґрунту, є ***загальні фізичні властивості*** – щільність твердої фази, щільність будови, загальну шпаруватість і шпаруватість аерації.

Таблиця 5.2

Загальні фізичні властивості дернових глейових ґрунтів

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Щільність, г/см^3		Шпаруватість, %	
		твердої фази	будови	загальна	аерації
Дерновий глейовий глибокий осушений супіщаний ґрунт на водно-льодовикових відкладах, розріз №2–Д					
$H_{ор}$	6-16	2,62	1,49	40,4	16,8
HPgl	33-43	2,61	1,54	39,2	14,5
P(h)gl	63-72	2,61	1,66	36,7	13,3
PGl	82-92	2,62	1,72	35,9	8,8
Дерновий глейовий глибокий неосушений зв’язно-піщаний ґрунт на водно-льодовикових відкладах, розріз №3–Д					
Hgl	8-18	2,64	1,27	52,3	25,3
HPGl	28-38	2,65	1,36	48,3	18,7
P(h)Gl	39-49	2,65	1,42	45,7	18,2
PGl	52-62	2,67	1,67	36,8	16,4
Дерновий глейовий глибокий неосушений супіщаний ґрунт на водно-льодовикових відкладах, розріз №5–Д					
Hgl	10-20	2,65	1,21	52,7	10,6
HPgl	28-38	2,66	1,37	47,3	9,8
P_1(h)Gl	47-57	2,70	1,45	44,4	9,4
P_2Gl	76-86	2,71	1,65	39,1	7,2

Щільність твердої фази є одним з найбільш стабільних параметрів ґрунту. Порівняно з іншими фізичними величинами, вона коливається у

вузьких межах і не підлягає значній динаміці. Величина щільності твердої фази залежить від хімічних і мінералогічних властивостей ґрунту.

У профілях досліджуваних ґрунтів щільність твердої фази коливається у незначних межах як по профілю, так і в різних ґрунтах. Її значення змінюється у межах 2,61-2,71 г/см^3 (таблиця 5.2, рис. 5.2).

Відмічено незначне зростання показника щільності твердої фази вниз по профілю. Така незначна зміна значень пояснюється тим, що весь профіль ґрунту лежить в одній товщі водно-льодовикових відкладів, а незначне збільшення щільності вниз по профілю можна пояснити тим, що вниз по профілю також зменшується і вміст гумусу (табл. 5.2, рис. 5.2).

Щільність будови кількісно характеризує ступінь ущільнення ґрунтів. Це один з найважливіших фізичних параметрів ґрунтів, який зумовлює водний, повітряний і тепловий режими. Величина щільності будови залежить від гранулометричного складу, оструктуреності, складення ґрунту, змінюється в просторі і часі, особливо у верхніх горизонтах ґрунтів, які найбільше зазнають впливу зовнішнього середовища і антропогенного фактору.

На відміну від щільності твердої фази, показник щільності будови коливається в значних межах у досліджуваних ґрунтах (рис. 5.2).

Серед всіх досліджуваних дернових глейових ґрунтів найвищі значення щільності будови в осушених відмін. Це можна пояснити тим, що осушені ґрунти більш інтенсивно використовуються і тому зазнали дії важкої сільськогосподарської техніки. На осушених ґрунтах переважаючим типом угідь є рілля, також зустрічаються перелоги, а на неосушених – пасовища та посадки соснового молодняку. В осушених ґрунтах (розріз №2–Д) в гумусовому горизонті значення щільності будови становлять 1,49 г/см^3, поступово збільшуючись вниз по профілю до 1,72 г/см^3. У неосушених відмінах дернових глейових ґрунтів не відмічено зміни щільності будови від гранулометричного складу (розрізи №3–Д і 5–Д).

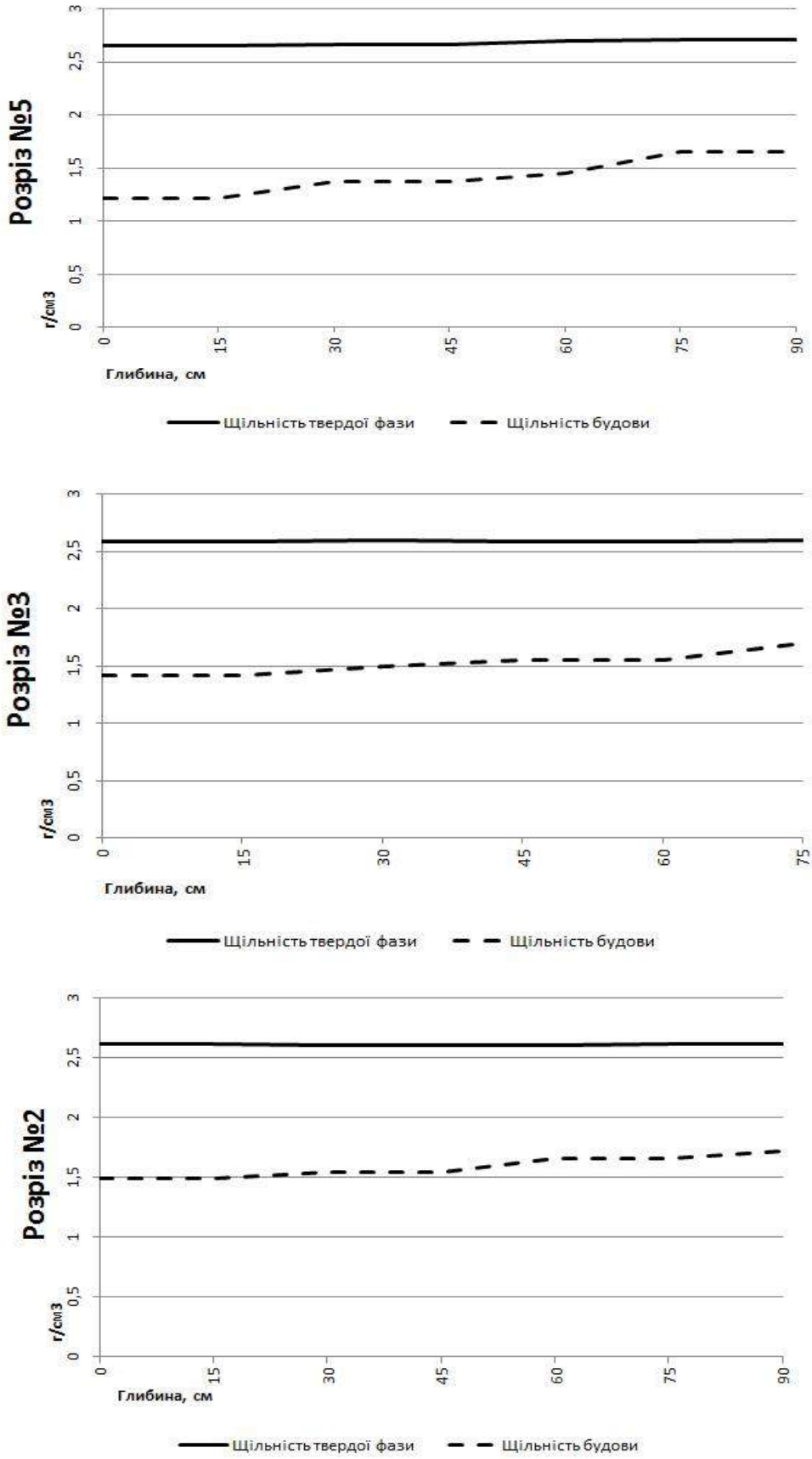

Рис. 5.2. Профільний розподіл величин щільності твердої фази та щільності будови в досліджуваних ґрунтах

Що у зв'язно-піщаних, що у супіщаних ґрунтах в гумусовому горизонті щільність будови становить 1,21-1,27 г/см^3, поступово зростаючи до 1,65-1,67 г/см^3 в породі (табл. 5.2).

Шпаруватість – одна з найважливіших властивостей ґрунтів. Саме в шпарах проходять усі ґрунтові процеси. В них розподіляються корені рослин, живуть мікроорганізми, дрібні тварини. Співвідношення води і повітря в шпарах ґрунтів визначає окисно-відновний режим Загальна шпаруватість є функцією від щільності будови, тому зі збільшенням щільності будови зменшується загальна шпаруватість ґрунту.

Показник *загальної шпаруватості* напряму залежить від щільності будови, тому закономірно, що у досліджуваних дернових глейових ґрунтах із збільшенням щільності будови в осушених ґрунтах зменшується загальна шпаруватість (табл. 5.2, рис. 5.3).

Найнижчими значеннями загальної шпаруватості характеризуються осушені дернові глейові ґрунти (35,9-40,4 %). В неосушених відмінах вона зростає до 36,8-52,7 %). Такі відмінності можна пояснити більш щільним складенням осушених відмін, що напряму впливає на показним шпаруватості. Загалом загальна шпаруватість закономірно зменшується вниз по профілю досліджуваних ґрунтів (табл. 5.2, рис. 5.3).

Шпаруватість аерації характеризує об'єм простору, зайнятого повітрям, при певній вологості ґрунту. Профільна зміна шпаруватості аерації є значно більшою, ніж зміна загальної шпаруватості, оскільки її величина залежить не тільки від щільності будови і структурно-агрегатного складу, але й від вологості, її динаміки, оглеєності ґрунтів [20].

У досліджуваних дернових глейових ґрунтах значення шпаруватості аерації є невисокими, особливо у нижній частині профілю, що пов'язано з близьким рівнем залягання ґрунтових вод (69-106 см). У гумусових горизонтах шпаруватість аерації коливається у межах 10,6-25,3 %, різко знижуючись до 7,2-16,4 – в породі (табл. 5.2, рис. 5.3).

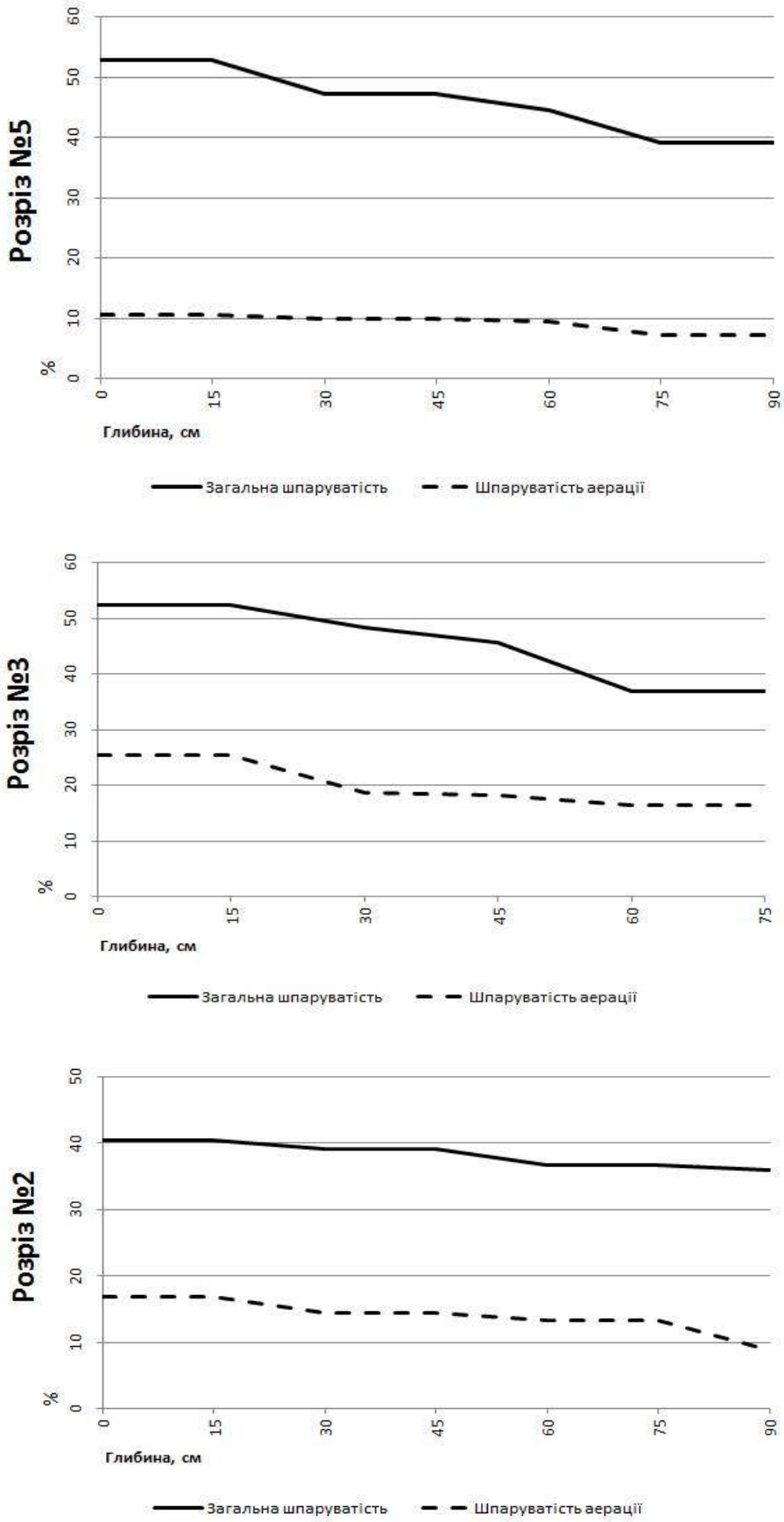

Рис. 5.3. Профільний розподіл величин загальної шпаруватості та шпаруватості аерації в досліджуваних ґрунтах

Таким чином, дослідження фізичних властивостей дернових глейових ґрунтів засвідчило наступне: гранулометричний склад досліджуваних дернових глейових ґрунтів є зв’язно-піщаний і піщаний, переважаючою фракцією гранулометричних елементів є піщана; відмічено деяке зменшення грубопилуватої фракції в осушених відмінах; відмічено незначне зростання показника щільності твердої фази вниз по профілю, а змін цього показника в результаті осушення не спостерігається; найвищі значення щільності будови зафіксовано в осушених відмінах, що пояснюється тим, що осушені ґрунти більш інтенсивно використовуються і тому зазнали дії важкої сільськогосподарської техніки, а також різними видами угідь на цих ґрунтах; показник загальної шпаруватості також є вищим в неосушених ґрунтах, що напряму пов’язано із зменшенням щільності будови у них.

5.2. Фізико-хімічні властивості ґрунтів

Знання характеру і напряму хімічних та фізико-хімічних процесів дає змогу встановити закономірності ґрунтотворення, а також можливість з’ясувати генезис ґрунтів [20].

Серед показників фізико-хімічних властивостей ґрунтів ми в лабораторних умовах досліджували: вміст гумусу, кислотно-основні властивості та склад увібраних основ (таблиця 5.3).

Акумулювання в ґрунті органічної речовини у формі ***гумусу*** має велике значення, оскільки гумус служить резервом поживних речовин, поступове вивільнення яких у процесі його розкладання розглядається як один з важливих факторів стійкості родючості ґрунтів. Гумус сприятливо впливає на фізичні, фізико-хімічні і біохімічні властивості ґрунтів, створюючи водночас стійке для рослин середовище. Природа гумусу і його склад відображають умови ґрунтоутворення і ті глибокі зміни, які відбулися в ґрунтах внаслідок зміни факторів ґрунтоутворення [22].

Особливої уваги заслуговує проблема зміни гумусового стану ґрунтів унаслідок інтенсивного антропогенного впливу (зрошення, осушення, тривале сільськогосподарське використання тощо). В ґрунтознавчій літературі є значна кількість інформації, яка характеризує зміну гумусового стану ґрунтів під впливом осушення. Незважаючи на це, питання динаміки гумусу в ґрунтах до осушення і після осушення є ще не повністю досліджене і не втратило своєї актуальності.

Формування гумусового профілю визначається не стільки запасами мертвої органічної маси, скільки умовами гуміфікації продуктів її розкладу та інтенсивністю прижиттєвих кореневих виділень, що безпосередньо пов’язано з гідротермічним режимом ґрунтів. Найкращі умови для гуміфікації продуктів розкладання збігаються з оптимальним ступенем вологості ґрунту, який характерний для районів з гідротермічним коефіцієнтом близько 1.

Унаслідок осушення різко змінюється водно-повітряний режим ґрунту, а, отже, й умови життєдіяльності ґрунтової біоти – мікроорганізмів, ґрунтової фауни, рослин. Це неминуче призводить до зміни кількості рослинних решток, які надходять в ґрунт, і умов їхнього розкладання, процесів гуміфікації і мінералізації.

Нашими дослідженнями встановлено, що досліджувані дернові глейові ґрунти є низькогумусними. У цих ґрунтах вміст гумусу в гумусово-акумулятивному горизонті не перевищує 3,3 % (таблиця 5.3). Однією з причин низького вмісту гумусу є характер та властивості ґрунтотворної породи – водно-льодовикових відкладів – збідненість на основи, висока водопроникність, безкарбонатність. Також на низький вміст гумусу впливає промивний тип водного режиму, який при легкому гранулометричному складі досліджуваних ґрунтів (зв’язно-піщаному і супіщаному) сприяє вимиванню органічної речовини вниз по профілю ґрунтів.

Таблиця 5.3

Фізико-хімічні властивості дернових глейових ґрунтів

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Вміст гумусу, %	pH		Гідролітична кислотність, ммоль на 100 г ґрунту	Сума увібраних основ, ммоль на 100 г ґрунту	Ступінь насичення основами, %
			сольове	водне			
Дерновий глейовий глибокий осушений супіщаний ґрунт на водно-льодовикових відкладах, розріз №2–Д							
H_{op}	6-16	3,11	5,8	6,5	2,15	18,12	89,48
HPgl	33-43	1,78	6,0	6,8	1,13	19,34	95,34
P(h)gl	63-72	0,42	6,2	6,9	0,86	19,67	95,62
PGl	82-92	-	6,4	7,2	-	-	-
Дерновий глейовий глибокий неосушений зв’язно-піщаний ґрунт на водно-льодовикових відкладах, розріз №3–Д							
Hgl	8-18	2,45	4,8	5,7	2,32	2,82	54,38
HPGl	28-38	1,36	5,2	5,9	0,92	2,10	71,19
P(h)Gl	39-49	0,50	5,5	6,4	0,35	1,62	84,38
PGl	52-62	-	5,9	6,5	-	-	-
Дерновий глейовий глибокий неосушений супіщаний ґрунт на водно-льодовикових відкладах, розріз №5–Д							
Hgl	10-20	3,24	4,9	6,2	3,07	9,18	74,88
HPgl	28-38	1,93	5,2	6,4	1,19	6,10	83,68
P_1(h)Gl	47-57	0,62	5,1	6,4	0,52	1,43	73,33
P_2Gl	76-86	-	5,3	6,6	-	-	-

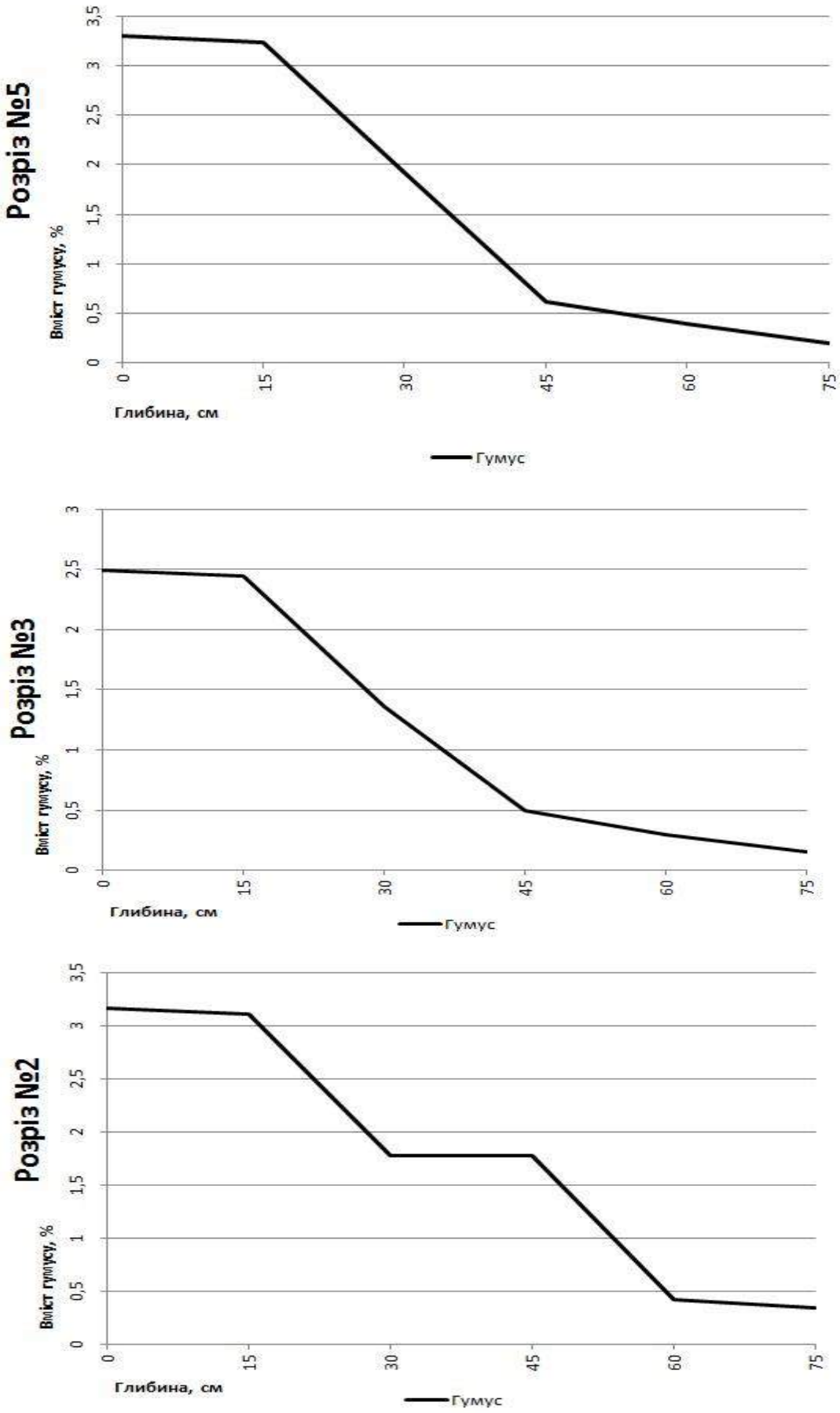

Рис. 5.4. Профільний розподіл гумусу в досліджуваних ґрунтах

В осушених супіщаних відмінах дернових глейових ґрунтів (розріз №2–Д) вміст гумусу в горизонті Н становить 3,11 %, що відповідає низькому вмісту. Вниз по профілю він різко знижується до 0,42 % в слабогумусованій ґрунтотворній породі (рис. 5.4).

У неосушених зв’язно-піщаних ґрунтах (розріз №3–Д) спостерігається найнижчий вміст гумусу серед всіх досліджуваних ґрунтів – 2,45 % в горизонті Н. В напрямку до ґрунтотворної породи його вміст також різко зменшується (рис. 5.4).

Відносно найбільш гумусованими ґрунтами є дернові глейові неосушені супіщані (розріз №5–Д). У цих ґрунтах у верхньому горизонті його вміст становить 3,24 %, знижуючись до 0,62 % – в дуже слабогумусованій породі (рис. 5.4).

Можна зробити висновок, що дернові глейові ґрунти характеризуються регресивно-акумулятивним розподілом гумусу по профілю з максимальним вмістом гумусу у верхньому горизонті та різкому його зменшенню вниз по профілю. В досліджуваних ґрунтах вміст гумусу напряму корелює з гранулометричним складом – більш гумусованими є супіщані різновидності, менш – зв’язно-піщані. За поділом ґрунтів за вмістом гумусу досліджувані дернові глейові ґрунти є низькогумусними.

Кислотно-основні властивості мають важливе значення для розуміння і теоретичного обґрунтування багатьох процесів, які відбуваються в ґрунті на різних стадіях його еволюції. Характер ґрунтоутворюючого процесу накладає відбиток на формування реакції ґрунту. Особливо важливе значення мають ґрунтоутворюючі породи і рослинність. Кислотно-основні властивості ґрунтів характеризуються величинами pH водного (актуальна кислотність) і pH сольового (обмінна кислотність) та гідролітичною кислотністю [8].

Досліджувані дернові глейові ґрунти характеризуються кислою реакцією ґрунтового розчину, тому репрезентативними будуть дослідження обмінної (pH сольове) і гідролітичної кислотності ґрунтів (табл. 5.3).

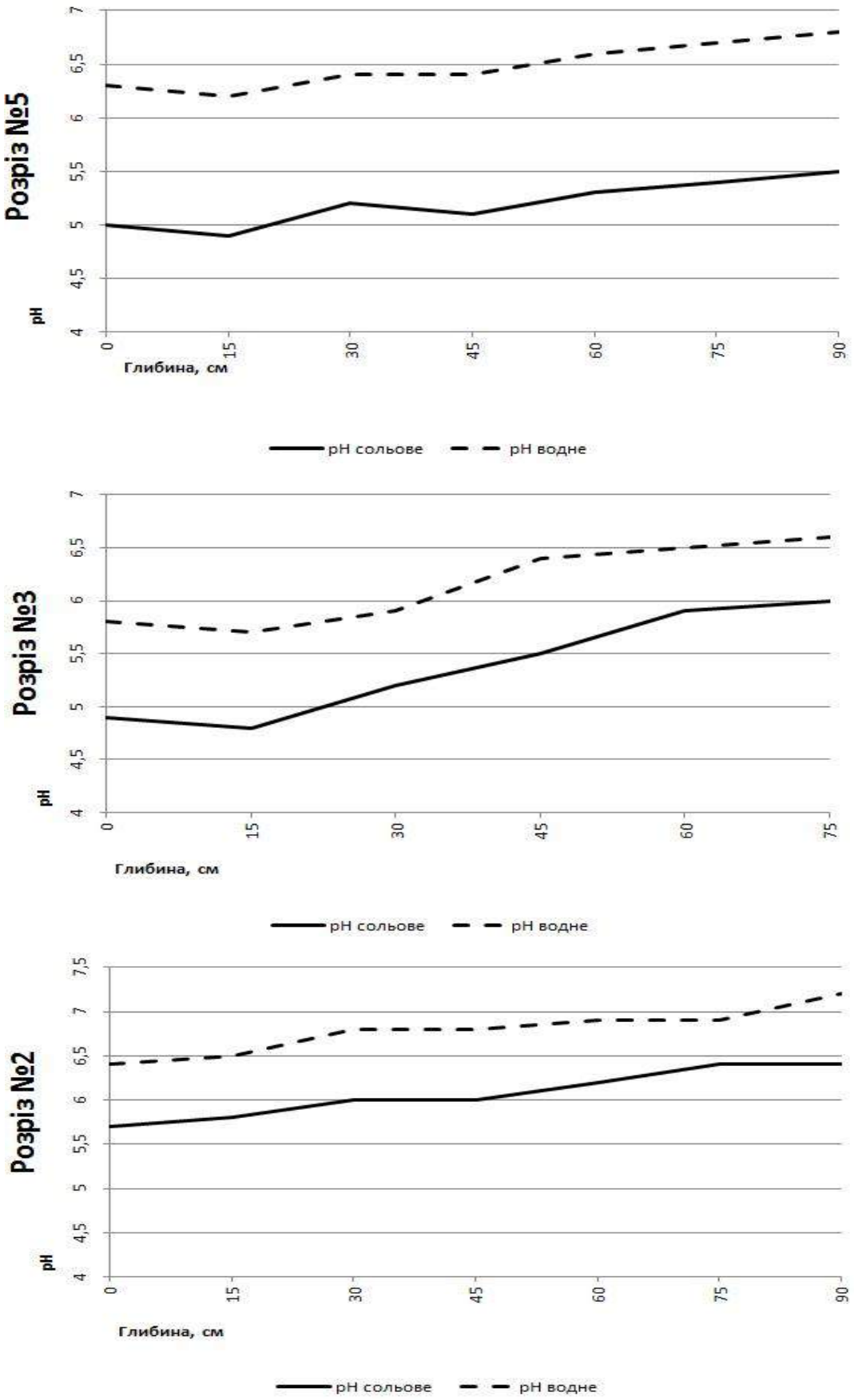

Рис. 5.5. Профільний розподіл значень pH сольового і pH водного в досліджуваних ґрунтах

Характерною ознакою досліджуваних ґрунтів є зменшення кислотності в напрямку до ґрунтотворної породи (табл. 5.3, рис. 5.5).

В гумусовому горизонті дернових глейових осушених ґрунтів (розріз №2–Д) близька до нейтральної реакція ґрунтового розчину (рН сольове – 5,8). Вниз по профілю вона поступово зміщується до нейтральної (рис. 5.5).

Неосушені відміни дернових глейових ґрунтів володіють середньокислою реакцією ґрунтового розчину в гумусових горизонтах (рН сольове – 4,8-4,9). У зв’язно-піщаних різновидностях (розріз №3–Д) вниз по профілю вона зміщується до близької до нейтральної (рН сольове – 5,9), а у супіщаних (розріз №5–Д) – до слабокислої (табл. 5.3, рис. 5.5).

За показниками рН водної витяжки, гумусові горизонти досліджуваних ґрунтів мають слабкокислу реакцію ґрунтового розчину (значення рН водного – 5,7-6,5). У ґрунтотворній породі дернових глейових ґрунтів реакція ґрунтового розчину зміщується до нейтральної і навіть слабколужної (в осушених ґрунтах розрізу №2–Д) (табл. 5.3, рис. 5.5).

Досліджувані дернові глейові ґрунти володіють низькою гідролітичною кислотністю в гумусових горизонтах (2,15-3,07 ммоль на 100 г ґрунту). Із зменшення активної і обмінної кислотності вниз по профілю, закономірно знижується і гідролітична кислотність. В слабогумусованій ґрунтотворній породі цих ґрунтів ступінь гідролітичної кислотності дуже низький – 0,35-0,86 ммоль на 100 г ґрунту (табл. 5.3).

За сумою увібраних основ, досліджувані ґрунти чітко диференціюються, залежно від ступеня осушення ґрунтів і їх гранулометричного складу (табл. 5.3).

Найвищою сумою увібраних основ володіють дернові глейові осушені ґрунти (розріз №2–Д). У цих ґрунтах у межах всього профілю вона є підвищеною (18,12-19,67 ммоль на 100 г ґрунту) (табл. 5.3).

У дернових глейових зв’язно-піщаних ґрунтах найнижча сума увібраних основ. У межах всього профілю цих ґрунтів цей показник є дуже низький (1,62-2,82 ммоль на 100 г ґрунту) (табл. 5.3).

У супіщаних різновидностях дернових глейових ґрунтів (розріз №5–Д) сума увібраних основ коливається від низької в гумусовому горизонті (9,18 ммоль на 100 г ґрунту) до дуже низької – в дуже слабогумусованій материнській породі (1,43 ммоль на 100 г ґрунту) (табл. 5.3).

Із показником суми увібраних основ тісно корелює ступінь насичення ґрунтів основами. Відповідно, найвищий ступінь насичення основами характерний для дернових глейових осушених ґрунтів (підвищений і високий – 89,48-95,62 %), а найнижчий – для дернових глейових зв’язно-піщаних ґрунтів (середній і підвищений – 54,38-84,38 %). У дернових глейових супіщаних ґрунтів підвищений ступінь насичення основами у межах всього профілю (73,33-83,68 %) (табл. 5.3).

Таким чином, дослідження фізико-хімічних властивостей дернових глейових ґрунтів засвідчило наступне: досліджувані ґрунти за вмістом гумусу є низькогумусними, а розподіл по профілю цього показника має регресивно-акумулятивний характер; у цих ґрунтах вміст гумусу напряму залежить від гранулометричного складу – більший вміст гумусу у супіщаних відмінах; ґрунти характеризуються кислою реакцією ґрунтового розчину у верхніх горизонтах; відмічено зменшення кислотності ґрунтів гумусових горизонтів в осушених відмінах, що пов’язано з багаторічним внесенням хімічних меліорантів у ці ґрунти на ріллі; відповідно осушені ґрунти під ріллею володіють найвищою сумою увібраних основ завдяки інтенсивному внесенню органічних і мінеральних добрив; показник суми увібраних основ також є вищим в осушених ґрунтах.

РОЗДІЛ 6
ЗАХОДИ ЩОДО РАЦІОНАЛЬНОГО ВИКОРИСТАННЯ І ОХОРОНИ ДЕРНОВИХ ГЛЕЙОВИХ ҐРУНТІВ

Осушувальні меліорації протягом останніх трьох десятиліть дали можливість залучити в сільськогосподарське використання значні площі раніше перезволожених і заболочених малопродуктивних земель. Проведення меліорацій у великих масштабах і на значних площах призводить до корінної зміни природних умов території.

Суть осушувальної меліорації зводиться не тільки до зниження рівня ґрунтових вод, створення в кореневмісному шарі оптимального для росту і розвитку рослин водно-повітряного режиму і його підтримання протягом вегетаційного періоду, але і до того, щоб повністю виключити можливість погіршення меліоративно-екологічного стану і в межах осушувальних систем, і на прилеглих територіях. Меліорація земель має бути оцінена з точки зору дотримання екологічної рівноваги, гострота якої зростає з кожним роком [4; 15; 17; 34].

У межах Малого Полісся осушені ґрунти становлять основну частину сільськогосподарських земельних ресурсів. Під ріллею використовується до 71% площі осушених сільськогосподарських угідь. У структурі посівних площ переважають зернові і технічні культури. Меліоративні заходи на ділянках, осушених гончарним дренажем, дали можливість починати сільськогосподарські роботи на 4-17 діб, а посів сільськогосподарських культур – на 5-25 діб швидше, ніж на неосушених. Це сприяло продовженню періоду вегетації [15].

Урожай сільськогосподарських культур на осушених ґрунтах є інтегральним показником, який характеризує зміни властивостей і режимів ґрунтів, спричинених впливом комплексних меліорацій відповідно до вимог вирощуваних культур [14]. Урожайність сільськогосподарських культур на

землях, осушених гончарним дренажем порівняно з староорними на 20-34,1% вища, а різниця між урожайністю земель, осушених відкритою мережею і гончарним дренажем становить 31,1-37,0%.

Отже, меліорацію земель необхідно розглядати як складну проблему оптимізації природного середовища з урахуванням створення високоефективного сільськогосподарського виробництва [17; 33; 34].

Разом з тим, поряд з позитивним ефектом меліорації, виникають негативні явища – розвиток деградаційних процесів в осушених ґрунтах (механічна, біохімічна деградації), які часто мають кризовий характер, розвиток дефляційних процесів, переосушення або перезволоження території, розвиток небажаних інженерно-геологічних процесів, недостатній приріст, а інколи і зменшення урожайності сільськогосподарських культур [15; 18; 34].

Тому питання оптимізації подальшого використання осушених ґрунтів, підвищення їхньої продуктивності, шляхи регулювання негативних процесів є актуальними.

Загалом для ґрунтів українського Полісся характерна невисока продуктивність. Строкатість ґрунтового покриву Малого Полісся потребує диференційованого підходу під час вибору меліоративних, агротехнічних та інших заходів з метою раціонального використання та збереження ґрунтів [33; 34].

Осушення та інтенсивне сільськогосподарське використання призвело до зміни властивостей та складу ґрунтів. Складом ґрунтів визначається рівень потенційної і ефективної родючості. Досягти оптимальних потенційної і ефективної родючості можна в разі запровадження ефективного управління родючістю ґрунтів.

Управління родючістю ґрунтів можна характеризувати як комплекс взаємопов'язаних процесів розроблення і реалізації меліоративних, агротехнічних та інших заходів, спрямованих на успішне вирішення взаємозумовлених цільових завдань: оптимізацію ґрунтових режимів;

підвищення рівня внутрішньої організації ґрунтів як саморегулюючих систем; постійне вдосконалення і зміну безпосередньо самої структури управління. Процеси управління родючістю ґрунтів – це складно функціонуюча єдина система. Вони спрямовані на максимально можливе усунення чи обмеження негативної дії на ґрунтово-рослинний покрив некерованих природно-кліматичних факторів, і також невисоку віддачу (у вигляді біопродукції) засобів, що виділяються на інтенсифікацію землеробства. Кінцевою метою системи управління родючістю ґрунтів є стабільні темпи приросту біопродукції на одиницю матеріальних і енергетичних затрат. Для досягнення кінцевої мети необхідно розв'язати першочергову задачу системи управління родючістю - оптимізацію ґрунтових режимів відповідно до фізіологічних ритмів вирощуваних культур [32]. Вивчення особливостей елементарних ґрунтових процесів, формування основних ґрунтових режимів, які утворюють основу функціональної частини ґрунту, є важливим завданням у системі управління родючістю ґрунтів. Поряд з регулюванням режимів і процесів, не менш важливою є оптимізація складу і властивостей ґрунтів. Ґрунтуючись на принципах системного підходу, лише комплексне регулювання як функціональних, так і структурних частин ґрунтів дасть можливість забезпечити нарощування ефективної родючості зі збереженням та розширенням потенційної родючості ґрунтів [5; 32; 33; 34].

Однією з найважливіших проблем у процесі осушення та інтенсивного сільськогосподарського використання ґрунтів є гумусний стан. Як засвідчують результати досліджень, після осушення в ґрунтах простежуються процеси зменшення вмісту гумусу і погіршення його якісного складу. Такі негативні зміни відчутно впливають на продуктивність осушених ґрунтів. За даними В. Г. Гаськевича використання дернових ґрунтів при низькому рівні агротехніки без застосування добрив призводить до зменшення вмісту і запасів гумусу [8].

Використовуючи осушені ґрунти, необхідно створювати умови, які сприяють накопиченню запасів гумусу. Першочерговим заходом для створення таких умов є внесення добрив. За даними Т. О. Грінченка, внесення одних мінеральних добрив, або лише органічних, практично не змінює вмісту гумусу [10]. В ґрунтах легкого гранулометричного складу, завдяки високій аерації, гній швидко розкладається і післядія його малоефективна. Крім цього, в посушливі роки високі дози гною можуть стати причиною так званого „вигорання” посівів [26]. Найбільш ефективною системою удобрення ґрунтів є органо-мінеральна, яка сприяє накопиченню гумусу. Таке удобрення найбільш придатне для ґрунтів з нейтральною або лужною реакцією ґрунтового розчину.

Збільшення вмісту органіки в ґрунті досягається також введенням травопільних сівозмін, які в умовах високої агротехніки є ефективними [26; 33; 34]. Для ґрунтів піщаного і супіщаного гранулометричного складу доцільне введення сидеральних сівозмін з посівами люпину, він розвиває густу зелену масу, яку приорюють як зелене добриво. Розкладаючись, органічні рештки люпину частково збагачують ґрунт гумусом. Крім цього, люпин, як бобова культура, збагачує ґрунт азотистими сполуками [26].

За даними С. І. Веремеєнка, ефективним прийомом прискореного окультурення та поліпшення гумусового стану легких ґрунтів є збагачення їх глинистими частками поєднаними з органічними і мінеральними добривами та вапняковими матеріалами [5]. Важливе місце в оптимізації використання осушених ґрунтів має регулювання основних ґрунтових режимів: температурного, водного і поживного.

Температурний режим є одним з провідних факторів, який визначає інтенсивність хімічних і біохімічних процесів у фунті. Вивченню температурного режиму ґрунтів Полісся присвячені праці А. Т. Кардашова, П. К. Кузьмича, М. О. Клименка, С. І. Веремеєнка, М. Г. Кіта, Н. А. Тарасюк.

Досліджувані дернові глеєві ґрунти характеризуються легким гранулометричним складом, відповідно низькою теплоємністю й підвищеною теплопровідністю, швидко прогріваються. Тому, їх вважають доволі „теплими” ґрунтами. Осушення сприяло поліпшенню теплових властивостей ґрунтів. Для поліпшення екологічних умов росту та розвитку сільськогосподарських культур, ґрунти Полісся потребують додаткових заходів з регулювання їхнього температурного режиму, збільшення термобуферності. Регулювання теплового режиму ґрунтів здійснюється агротехнічними, меліоративними заходами та сніговими меліораціями. Низка заходів змінює температурний режим ґрунтів побічно, оскільки вони спрямовані для досягнення інших цілей.

Одним з ефективних заходів поліпшення температурного режиму ґрунтів є зміна умов теплообміну між ґрунтом і атмосферою. Для цього застосовують мульчування поверхні соломою, торфом і плівкою, гребнювання, рихлення, коткування. Гребнювання ґрунтів підвищує суму активних температур за літні місяці на 70-237°С.

Структурні меліорації легких мінеральних ґрунтів також ведуть до змін у формуванні температурного режиму ґрунтів. Але вплив оструктурення на тепловий режим неоднозначний. Глинування піщаних ґрунтів дещо знижує добові та річні коливання температур. Температура ґрунту у верхніх шарах може в окремі періоди підвищуватись, або знижуватись за рахунок розвитку рослинного покриву.

Отже, такі агротехнічні заходи, як мульчування, гребнювання, регулювання рівня ґрунтових вод, структурні меліорації дають можливість регулювати температурний режим, збільшувати суму додатних температур ґрунту, змінювати добові та сезонні коливання температури ґрунту, що позитивно позначається на розвитку рослин.

Водний режим є одним з найголовніших факторів, який визначає інтенсивність і направленість ґрунтових процесів, впливає на родючість

ґрунтів, встановлює необхідність осушувальних меліорацій. Дослідженню водного режиму ґрунтів присвячені праці О. А. Роде, С. А. Вериго, JI. О. Разумової, Б. С. Маслова, Ф. Р. Зайдельмана та ін.

Процес впливу осушувальних меліорацій на режим ґрунтових вод можна розділити на два етапи: період переформування і період стабілізації. Період переформування рівневого режиму простежується в перші роки будівництва та експлуатації меліоративної системи і характеризується різким зниженням рівня ґрунтових вод. Стабілізація рівня настає через 3 роки після будівництва меліоративної мережі [15].

Згідно з даними досліджень В. Г. Гаськевича, дернові ґрунти, сформовані на водно-льодовикових відкладах, у роки нормального зволоження і, особливо, вологі роки можуть перезволожуватись вище допустимих норм [8]. Досліджувані ґрунти потребують поліпшення водно-повітряного режиму.

Поліпшення і регулювання водно-повітряного режиму має бути комплексним. Тому з метою оперативного регулювання водно-повітряного режиму в літній період необхідно проводити шлюзування і підґрунтове зволоження. Для цього необхідна реконструкція осушувальних систем однобічної дії з переведенням їх в осушувально-зрошувальні [17; 33; 34]. Підґрунтове зволоження найбільш ефективне для культур з глибокою, добре розвиненою кореневою системою. Для культур з дрібною кореневою системою підґрунтове зволоження непридатне. Ефективність внутрішнього ґрунтового зволоження підвищується, коли віддаль між дренами становить 20 м. Швидкість підйому рівня ґрунтових вод при шлюзуванні має бути не менша 10 см на добу.

Системи двосторонньої дії потребують великих капіталовкладень, тому їхнє введення має відповідати рівню агрономічної цінності ґрунтів. Меліоровані земельні масиви Малого Полісся характеризуються добре розвиненим мезорельєфом, нерівномірним розподілом вологи в кореневміс-

ній товщі. Тому рідка сітка відкритих або закритих осушувачів у поєднанні з добре проведеною реконструкцією природної поверхні є напрямком у формуванні окультурених агроекосистем з високим рівнем управління і самоуправління родючості ґрунту. Просторова гомогенізація ґрунтового покриву дасть змогу ефективно керувати не тільки водно-повітряним, але й іншими основними режимами осушуваних ґрунтів [32].

Одним із ефективних методів поліпшення водно-повітряного режиму, особливо ґрунтів легкого гранулометричного складу, є внесення підвищених норм органічних добрив, глинистих матеріалів, розпушування [5; 14].

Помітний вплив на водно-повітряний режим ґрунтів має глибоке розпушення, яке призводить до збільшення шпаруватості ґрунту і зростання вологомісткості. Розпушені шари краще проводять і акумулюють воду. Розпушення забезпечує збільшення вологомісткості ґрунту на початку вегетаційного періоду. В літній період максимальних потреб води рослинами різниця в запасах води знівельовується. Восени на ділянках з ґрунтами, де проводили розпушення, запаси вологи зростають [14].

Формування оптимального поживного режиму ґрунтів є однією з найголовніших частин управління родючістю ґрунтів. Інтенсивне сільськогосподарське використання земель передусім супроводжується змінами в кругообігу речовин. Підвищення врожайності сільськогосподарських культур здійснюється переважно за рахунок внесення добрив. Це необхідно як для компенсації втрат поживних елементів, так і запобігання деградації ґрунтів. Управління поживним режимом є одним з найбільш важливих в окультуренні ґрунтів [5]. Згідно з дослідженнями Т. Н. Кулаковської, „створення і підтримка на оптимальному рівні запасів елементів живлення в ґрунті і умов їхньої доброї доступності рослинам – основа родючості ґрунтів і ключ до управління цим процесом”.

Ґрунти Малого Полісся характеризуються порівняно невисокими запасами та вмістом рухомих форм поживних елементів. Інтенсивне

застосування органічних та мінеральних добрив протягом останніх 30-35 років у зоні Українського Полісся привело до помітного росту продуктивності виробництва і зміни властивостей та ефективної родючості оброблюваних ґрунтів. У ґрунтах збільшився вміст фосфатів, калію, однак рівень їхнього вмісту залишається нижчим оптимального. Особливо важливе значення приділяється такому динамічному елементу, як азот, який є найбільш дефіцитним елементом живлення рослин зони Полісся. Як засвідчують результати досліджень, за період осушення вміст валового азоту в ґрунтах зменшився. При управлінні азотним режимом ґрунтів необхідно враховувати фізіологічні потреби рослин у різні фази їхнього росту і розвитку. Оптимізувати азотний режим можна за допомогою внесення малих доз енергомістких азотних органічних добрив у певні фази розвитку рослин, збагачуючи ґрунт органічною речовиною і корисною ризосферною мікрофлорою, застосовуючи інгібітори нітрифікації. Тільки раціональне поєднання всіх методів оптимізації азотного режиму (залежно від властивостей ґрунтів і вирощуваних культур) дає можливість ефективно керувати цим режимом [32].

Таким чином, комплексне застосування органічних і мінеральних добрив сприяє поліпшенню поживного режиму ґрунтів, збільшенню врожайності основних сільськогосподарських культур: озимих зернових, кукурудзи, льону-довгунця. З мінеральних добрив найбільші прирости урожаю досягаються при внесенні азотних добрив; фосфорні і калійні добрива без внесення азотних використовуються рослинами недостатньо. Найбільші прирости врожаю досягаються під час внесення повного мінерального добрива.

В умовах інтенсифікації сільськогосподарського виробництва не можна обмежитись лише оптимізацією режимів основних елементів живлення рослин. Важливе значення мають також питання достатньої забезпеченості їх макро- і мікроелементами. Нестачу останніх у ґрунті компенсують внесенням

органічних добрив, сапропелів, відходів промисловості і безпосередньо мінеральних солей, які містять той чи інший дефіцитний елемент.

В умовах інтенсифікації землеробства все частіше простежується втрата ґрунтами здатності до саморегулювання основних режимів, особливо водно-повітряного. Це спричинено ущільненням ґрунтів сільськогосподарською технікою. Як наслідок, у ґрунтах відбуваються фізичні деградації. Небезпека переущільнення ґрунту збільшується, якщо не змінити індивідуальні технології управління родючістю ґрунтів. Для цього, перш за все, необхідно використовувати нову техніку, питомий тиск якої на ґрунт рівний або нижчий її маси. Для попередження ущільнення ґрунту необхідно здвоювати або розширяти колеса тракторів та іншої техніки, зменшувати тиск у шинах, використовувати машини невеликої маси, поєднувати технологічні операції вирощування сільськогосподарських культур, що зменшують кількість проходів техніки полями, застосовувати хімічні засоби боротьби з бур’янами, користуватися широкозахватними і комбінованими агрегатами, мінімалізувати обробіток ґрунту [32].

Технології обробітку ґрунту і вирощування сільськогосподарських культур на осушених ґрунтах Малого Полісся мають бути ґрунтоохоронними, на ґрунтах легкого гранулометричного складу – протидефляційними. Подальший сталий розвиток меліоративного землеробства має базуватися на закономірностях створення екологічно безпечної системи гармонізації ресурсо- і екологовідтворних функцій ґрунтів і ґрунтового покриву.

Як з екологічної, так і з господарсько-економічної точки зору, найбільш доцільним є попередження негативних змін у ґрунті і ґрунтовому покриві, своєчасне здійснення заходів щодо попередження негативних змін ґрунтів потребує їхніх моніторингових досліджень.

ВИСНОВКИ

Проведені дослідження дернових глейових ґрунтів у межах Ратинського природного району Малого Полісся дають підставу зробити наступні висновки:

1. Проаналізовано основні наукові праці, які стосуються вивчення генезису дернових ґрунтів, їх класифікаційної приналежності, таксономічних одиниць, їх морфогенетичних особливостей, динаміки елементарних ґрунтових процесів до і після осушення. Встановлено, що на даний момент комплексних досліджень дернових глейових ґрунтів на території Малого Полісся не проводилось, як і недостатньо відомостей щодо динаміки змін морфологічних, фізичних і фізико-хімічних властивостей цих ґрунтів.

2. Встановлено природні умови формування дернових глейових ґрунтів Малого Полісся: формуються на водно-льодовикових відкладах при промивному типі водного режиму, близькому рівні залягання ґрунтових вод, під трав'яним рослинним покривом, у знижених формах рельєфу. Сукупність цих чинників сприяють протіканню дернового і глейового процесів ґрунтотворення, при поєднанню яких і утворюються та еволюціонують дернові глейові ґрунти.

3. З морфогенетичної точки зору, як для осушених, так і неосушених дернових глейових ґрунтів досліджуваної території характерний акумулятивний профіль типу з розподілом на горизонти H+HPgl+PGl, супіщаний або зв'язно-піщаний гранулометричний склад, нетривка грудкувата структура гумусових горизонтів, відсутність карбонатів Кальцію у профілі, наявність глейового горизонту в середній або нижній частині профілю. Встановили, що потужність гумусованої частини профілю, глибина появи ознак оглеєння і ґрунтових вод напряму залежить від проведення осушувальних меліорацій на цій території: в осушених відмінах більш витягнутий гумусовий профіль за рахунок тривалого сільськогосподарського

вжитку із інтенсивним внесенням органічних і мінеральних добрив; глибина появи ґрунтових вод після осушення збільшилась до понад одного метра; відповідно до цього глейовий горизонт залягає глибше (з 82 см).

4. Дослідження фізичних властивостей досліджуваних дернових глейових ґрунтів показали, що:

- гранулометричний склад ґрунтів є зв'язно-піщаний і піщаний, переважаючою фракцією гранулометричних елементів є піщана; відмічено деяке зменшення грубопилуватої фракції в осушених відмінах; мулиста фракція характеризується дуже низькими значеннями. Загалом у всіх ґрунтах не спостерігається суттєвого збільшення чи зменшення переважаючих фракцій вниз по профілю як в осушених, так і в неосушених відмінах;

- відмічено незначне зростання показника щільності твердої фази вниз по профілю. Така незначна зміна значень пояснюється тим, що весь профіль ґрунту лежить в одній товщі водно-льодовикових відкладів, а незначне збільшення щільності вниз по профілю можна пояснити тим, що вниз по профілю також зменшується і вміст гумусу;

- серед всіх досліджуваних дернових глейових ґрунтів найвищі значення щільності будови в осушених відмін. Це можна пояснити тим, що осушені ґрунти більш інтенсивно використовуються у сільському господарстві, тому зазнали дії важкої техніки на верхні горизонти ґрунтів, а також з різними видами угідь на осушених і неосушених відмінах;

- у досліджуваних ґрунтах із збільшенням щільності будови в осушених ґрунтах зменшується загальна шпаруватість. Загалом загальна шпаруватість у всіх ґрунтах закономірно зменшується вниз по профілю. У цих ґрунтах значення шпаруватості аерації є невисокими, особливо у нижній частині профілю, що пов'язано з близьким рівнем залягання ґрунтових вод.

5. Вивчення фізико-хімічних властивостей дернових глейових ґрунтів засвідчило наступне:

- досліджувані ґрунти за вмістом гумусу є низькогумусними, а розподіл по профілю цього показника має регресивно-акумулятивний характер з максимальним вмістом гумусу у верхньому горизонті та різкому його зменшенню вниз по профілю. У дернових глейових ґрунтах вміст гумусу напряму корелює з гранулометричним складом – більш гумусованими є супіщані різновидності, менш – зв'язно-піщані. Чіткої закономірності зміни вмісту гумусу під дією осушення не спостерігається;

- ґрунти характеризуються кислою реакцією ґрунтового розчину у верхніх горизонтах. Характерною ознакою є зменшення кислотності в напрямку до ґрунтотворної породи. Відмічено зменшення кислотності ґрунтів гумусових горизонтів в осушених відмінах, що пов'язано з багаторічним внесенням хімічних меліорантів у ці ґрунти на ріллі. Неосушені відміни дернових глейових ґрунтів володіють середньокислою реакцією ґрунтового розчину в гумусових горизонтах;

- досліджувані ґрунти володіють низькою гідролітичною кислотністю в гумусових горизонтах (2-3 ммоль на 100 г ґрунту). Відмічено деяке зниження цього показника в гумусових горизонтах осушених відмін;

- відповідно до показників кислотно-основних властивостей, за сумою увібраних основ досліджувані ґрунти чітко диференціюються залежно від ступеня осушення ґрунтів і їх гранулометричного складу. Найвищою сумою увібраних основ володіють дернові глейові осушені ґрунти (підвищена) завдяки інтенсивному внесенню органічних і мінеральних добрив. У дернових глейових зв'язно-піщаних ґрунтах найнижча сума увібраних основ (дуже низька);

- найвищий ступінь насичення основами характерний для дернових глейових осушених ґрунтів (підвищений і високий), а найнижчий – для дернових глейових зв'язно-піщаних ґрунтів (середній і підвищений). У дернових глейових супіщаних ґрунтів підвищений ступінь насичення основами у межах всього профілю.

6. Досліджувані дернові глейові ґрунти у межах Ратинського природного району Малого Полісся утворилися в специфічних природних умовах Малого Полісся під дією цілої низки чинників ґрунтотворення, сформувавши унікальний морфологічний профіль. Проведення осушувальних меліорацій призвело до докорінних трансформацій режимів і властивості ґрунтів. Такі швидкі (для ґрунтотворного процесу) зміни негативно вплинули на морфологічні, фізичні та фізико-хімічні властивості ґрунтів. Тому подальші глибокі дослідження трансформаційних процесів у цих ґрунтах дозволять розробити шляхи регулювання і оптимізації негативних процесів, а також запровадити контроль за зміною стану осушених дернових глейових ґрунтів у межах Малого Полісся.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ:

1. Андрущенко Г. О. Ґрунти Західних областей УРСР / Г. О. Андрущенко. – Львів - Дубляни : Вільна Україна, 1970. – 181 с
2. Атлас почв Украинской ССР / Под. ред. Крупского Н. К., Полупана Н. И. – К. : Урожай, 1979. – 160 с.
3. Білик Г. І. Принципи геоботанічного районування Української РСР / Г. І. Білик, М. А. Голубець // Геоботанічне районування Української РСР. – К. : Наукова думка, 1977. – С. 9–16.
4. Будлей В. Р., Вознюк С. Т. Осушительные мелиорации и охрана природы. – Львов : Вища шк. Вид-во при Львів, ун-ті, 1987. – 155 с.
5. Веремеенко С. І. Еволюція та управління продуктивністю ґрунтів Полісся України. – Луцьк : Вид-во „Надстир'я", 1997. - 314 с.
6. Гавор Ю., Наконечний Ю. Морфогенетичні особливості дернових глейових ґрунтів Ратинського природного району Малого Полісся // Збірник матеріалів наукової інтернет-конференції студентів і аспірантів „Ґоризонти ґрунтознавства" (м. Львів, 17 травня 2022 року). Вип. 2. – Львів, 2022. – С. 35–42.
7. Гавриленко К. С. Підземні води західних областей України / К. С. Гавриленко, О. Д. Штогрин, В. М. Щепак. – К. : Наукова думка, 1968. – 316 с.
8. Гаськевич В.Г., Позняк С.П. Осушені мінеральні ґрунти Малого Полісся: Монографія. – Львів: Видав. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2004. – 256 с.
9. Геоморфология Украинской ССР / Под ред. И. М. Рослого. – Киев : Вища шк., 1990. – 287 с.
10. Гринченко Т. А. Закономерности развития почвенных режимов и свойств почв Нечерноземья УССР в условиях интенсивного земледелия. Автореф. дисс.... д-ра с.-х. наук. – Харьков, 1986. – 34 с.

11. Ґрунти Львівської області : колективна монографія / за ред. С. П. Позняка. – Львів, ЛНУ імені Івана Франка, 2020. – 424 с.
12. Забокрицька М. Р. Гідрохімічний режим та оцінка якості річкових вод басейну Західного Бугу на території України : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук : спец. 11.00.07 Гідрологія суші, водні ресурси, гідрохімія / Забокрицька Мирослава Романівна. – Київ, 2005. – 20 с.
13. Кирильчук А. А. Дерново-карбонатні ґрунти (рендзини) Малого Полісся: [монографія] / А. А. Кирильчук, С. П. Позняк. – Львів. Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004. –180 с.
14. Клименко Н. А. Почвенные режимы гидроморфных почв Полесья УССР. – Киев : Изд-во УСХА, 1990. – 176 с.
15. Козловський Б. І. Наукові основи моніторингу осушених земель. – Львів : Вид-во „Місіонер”, 1995. – 189 с.
16. Маринич О. М. Фізична географія України / О. М. Маринич, П. Г. Шищенко. – К. : Т-во „Знання”, 2003. – 479 с.
17. Мелиорация на Украине / Под ред. Н. А. Гаркуши. – Киев : Урожай, 1985. – 376 с.
18. Муха В. Д. Общие закономерности и зональные особенности изменения почв главных генетических типов под воздействием сельскохозяйственной культуры. Автореф. дисс. ... д-ра с.-х. наук. – Харьков, 1979. – 36 с.
19. Назаренко І. І. Ґрунтознавство: підручник. / І. І. Назаренко, С. М. Польчина, Нікорич В. А. – Чернівці : Книги XXI, 2004. – 400 с.
20. Наконечний Ю. І. Ґрунти заплави ріки Західний Буг : монографія / Ю. І. Наконечний, С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – 220 с.

21. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник. У двох частинах. Ч. 2 / С.П. Позняк. - Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – 286 с.
22. Позняк С. П. Орошаемые черноземы юго-запада Украины. – Львов : ВНТЛ, 1997. – 240 с.
23. Позняк С. П. Професор Іван Гоголєв / С. П. Позняк. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. – 586 с.
24. Полевой определитель почв / [под ред. Н. И. Полупана, Б. С. Носко, В. П. Кузьмичева]. – К. : Урожай, 1981. – 320 с.
25. Полупан М. І. Дернові глейові ґрунти // Енциклопедія Сучасної України : енциклопедія [електронна версія] / ред. І. М. Дзуба, А. І. Жуковський, М. Г. Железняк та ін.; НАН України, НТШ. Київ: Інститут енциклопедичних досліджень НАН України, 2007. Т. 7. URL: http://esu.com.ua/article-26277.
26. Почвы УССР / Н. Б. Вернандер, М. М. Годлин, Н. Г. Самбур, С. А. Скорина. – Киев : Харьков: Госиздат, сельхоз. литер., 1951. – 320 с.
27. Природа Львівської області / [за ред. К. І. Геренчука]. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1972. – 152 с.
28. Природа Украинской ССР. Геология и полезные ископаемые / [Е. Ф. Шнюков, А. В. Чекунов, А. С. Вялов и др.]. – К. : Наукова думка, 1986. – 184 с.
29. Природа Украинской ССР. Климат / [В. Н. Бабиченко, М. Б. Барабаш, К. Т. Логвинов и др.]. – К. : Наукова думка, 1984. – 232 с.
30. Природа Украинской ССР. Растительный мир / [Т. Л. Андриенко, О. Б. Блюм, С. П. Вассер и др.]. – К. : Наукова думка, 1985. – 208 с.
31. Руденко Ф. А. Гідрогеологія Української РСР / Ф. А. Руденко. – К. : Вища школа, 1972. – 174 с.
32. Современные и перспективные задачи по управлению плодородием почв Украинской ССР / Б. С. Носко, В. В. Медведев, Р. С.

Трускавецкий, Г. Я. Чесняк // Почвы Украины и повышение их плодородия. – Киев : Урожай, 1988. – Т. 2. – С. 161-173.

33. Трускавецкий Р. С. Гидроморфные почвы // Почвы Украины и повышение их плодородия. – Киев : Урожай, 1992. – Т. 2. – С. 103-108.

34. Трускавецький Р. С. Ресурсо- та екологовідтворні функції ґрунтів Полісся в зв’язку з їх меліорацією та в контексті сталого розвитку // Агрохімія і ґрунтознавство. Спец. вип: У 3-х ч. – Харків: 1998. – Ч. 1. – С. 28-32.

35. Цись П. М. Геоморфологія УРСР / П. М. Цись. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1962. – 224 с.

Додаток А

Дерновий глибокий глейовий осушений супіщаний ґрунт на водно-льодовикових відкладах (розріз №2–Д)

Дерновий глейовий глибокий неосушений зв’язно-піщаний ґрунт на водно-льодовикових відкладах (розріз №3–Д)

Дерновий глейовий глибокий неосушений супіщаний ґрунт на водно-льодовикових відкладах (розріз №5–Д)