

Дніпровський державний аграрно-економічний університет

В. В. КАЦЕВИЧ, Ю. І. ГРИЦАН

**АГРОЕКОМІКРОМОРФОЛОГІЧНІ
ВЛАСТИВОСТІ ТЕХНОЗЕМІВ
ЗА УМОВ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКОЇ
РЕКУЛЬТИВАЦІЇ ЗЕМЕЛЬ
(НІКОПОЛЬСЬКИЙ МАРГАНЦЕВОРУДНИЙ БАСЕЙН)**

М О Н О Г Р А Ф І Я

*Присвячується
100-річчю Дніпровського
державного аграрно-економічного
університету (1922–2022)*

Дніпро | **ЛІРА** | 2022

УДК 631.618:631.48
К 30

*Друкується за рішенням науково-технічної ради ДДАЕУ
(протокол № 3 від 08.12.2022 р.)*

РЕЦЕНЗЕНТИ:

Писаренко П. В. – доктор сільгосп. наук, професор (кафедра екології, збалансованого природокористування та захисту довкілля Полтавського державного аграрного університету);

Кульбачко Ю. Л. – доктор біол. наук, професор (кафедра зоології та екології Дніпровського національного університету імені Олеся Гончара);

Стрижак О. В. – кандидат біол. наук (кафедра медичної біології, фармакогнозії, ботаніки та гістології Дніпровського державного медичного університету).

Кацевич В. В., Грицан Ю. І.

К 30 Агроекомікроморфологічні властивості техноземів за умов сільськогосподарської рекультивації земель (Нікопольський марганцеворудний басейн). Дніпро: ЛІРА, 2022. 124 с.

ISBN 978-966-981-679-5

Монографія містить результати вивчення особливостей формування мікробудови техноземів, сформованих із плейстоцен-міоценових потенційно родючих розкритих гірських порід (лесоподібних суглинків, суміші червоно-бурих глин і суглинків та сіро-зелених мергелястих глин) без покриття та з покриттям їх родючим шаром ґрунтової маси за умов сільськогосподарської рекультивації земель. Із метою діагностування ступеня трансформації техноземів за станом кутанних комплексів досліджені основні фізичні та повітряні властивості техноземів, вміст органічної речовини, фосфатазна активність та їх зміна за профілем у рекультивованих ґрунтах науково-дослідного стаціонару ДДАЕУ.

УДК 631.618:631.48

ISBN 978-966-981-679-5

© В. В. Кацевич, Ю. І. Грицан, 2022
© ЛІРА, 2022

ЗМІСТ

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ	5
ВСТУП.....	6
РОЗДІЛ 1. ПРОЦЕСИ ҐРУНТОУТВОРЕННЯ ПРИ РЕКУЛЬТИВАЦІЇ ТЕХНОГЕННО ПОРУШЕНИХ ЗЕМЕЛЬ	8
РОЗДІЛ 2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНУ ПРОВЕДЕННЯ ДОСЛІДЖЕНЬ	24
2.1. Клімат	25
2.2. Геоморфологія.....	27
2.3. Ґрунти.....	30
2.4. Гідрографія і водні ресурси	36
2.5. Рослинність.....	37
2.6. Тваринний світ.....	38
РОЗДІЛ 3. МЕТОДИ ПРОВЕДЕННЯ ДОСЛІДЖЕНЬ.....	41
3.1. Методика проведення мікроморфологічних досліджень.....	43
3.2. Методика визначення гранулометричного складу ґрунту.....	44
3.3. Методика визначення вмісту гумусу.....	45
3.4. Методика визначення щільності ґрунту.....	46
3.5. Методика визначення щільності твердої фази ґрунту.....	46
3.6. Методика визначення загальної пористості та шпаруватості аерації	47
3.7. Методика визначення фосфатазної активності	47

РОЗДІЛ 4. МАКРО- ТА МІКРОМОРФОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНІЗАЦІЇ ДЕРНОВО-ЛІТОГЕННИХ ҐРУНТІВ НА ЛЕСОПОДІБНИХ СУГЛИНКАХ	49
РОЗДІЛ 5. МАКРО- ТА МІКРОМОРФОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНІЗАЦІЇ ДЕРНОВО-ЛІТОГЕННИХ ҐРУНТІВ НА СІРО- ЗЕЛЕНИХ ГЛИНАХ.....	59
РОЗДІЛ 6. МАКРО- ТА МІКРОМОРФОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНІЗАЦІЇ ДЕРНОВО-ЛІТОГЕННИХ ҐРУНТІВ НА ЧЕРВОНО- БУРИХ ГЛИНАХ.....	68
РОЗДІЛ 7. МАКРО- ТА МІКРОМОРФОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНІЗАЦІЇ ПЕДОЗЕМІВ	79
РОЗДІЛ 8. ПОРІВНЯЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА МІКРОБУДОВИ ТЕХНОЗЕМІВ.....	90
ПІДСУМОК.....	96
ЛІТЕРАТУРА.....	98

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ

- ДДАЕУ – Дніпровський державний аграрно-економічний університет;
- НДС – науково-дослідний стаціонар;
- ЛС – дерново-літогенні ґрунти на лесоподібних суглинках;
- ЧБГ – дерново-літогенні ґрунти на червоно-бурих глинах;
- СЗГ – дерново-літогенні ґрунти на сіро-зелених глинах;
- П – дерново-літогенні ґрунти на педоземах;
- ПГЗК – Покровський гірничо-збагачувальний комбінат;
- Н – гумусово-аккумулятивний генетичний горизонт чорнозему південного;
- НР – перший перехідний горизонт чорнозему південного;
- Р – порода;
- к – карбонатний шар технозему;
- t – техногенний шар технозему;
- мм – міліметр;
- HeL – гумусований елювіальний горизонт;
- HiL – гумусовий ілювіальний горизонт під впливом лесиважних явищ;
- мг – міліграм;
- г – грам.

ВСТУП

Під час видобутку корисних копалин з обігу неминуче вилучаються сільськогосподарські і лісові угіддя і, відповідно, зростають площі порушених земель. В Україні під розробку корисних копалин відведено до 150 тис. га, хвостосховищами зайнято 40 тис. га, полями фільтрації і ставками (відстійниками) – 30 тис. га. Тільки в Дніпропетровській та Запорізькій областях загальна площа розвіданого родовища Нікопольського марганцеворудного басейну становить 46,7 тис. га земель, з яких 98% є родючими, придатними для вирощування сільськогосподарських культур. Загалом в Україні швидкість відчуження земель під гірські роботи значно випереджає темпи повернення рекультивованих площ. У результаті проблема діагностики, систематики, генезису техноземів і нині актуальна для вирішення питань сільськогосподарської рекультивації порушених земель.

Під час багаторічних досліджень на науково-дослідному стаціонарі із сільськогосподарської рекультивації земель ДДАЕУ вивчались фізичні, хімічні і біологічні властивості гірських порід, які були винесені на денну поверхню (Масюк М. Т., 1975; Бекаревич М. О., 1984; Чабан І. П., 1982, 2008; Узбек І. Х., 2001; Волох П. В., 1987, 2010; Мицик О. О., 1998, 2016; Забалуєв В. В., 2005; Харитонов М. М., 2009; Зленко І. Б., 2012; Бабенко М. Г., 2011; Гаврюшенко О. О., 2013; Андрусевич К. В., Лядська І. В., 2015 та ін.). Незважаючи на отримані результати, властивості, режими та екологічні функції техноземів залишаються недостатньо вивченими. Водночас мінливість екологічних та едафічних властивостей, продуктивність та родючість ґрунтів, які відновлюються, є найважливішим параметром для оцінки ефективності процесу рекультивації (Бекаревич Н. Е., Масюк М. Т., 1975; Волох П. В., 1987, 1996; Забалуєв В. А., 1992, 2002; Гаврюшенко О. О., 2017).

Діагностика ґрунтоутворення на мікроморфологічному рівні забезпечує дослідження структурних взаємозв'язків компонентів ґрунту в непорушеному стані і дає змогу проникнути в глибинні процеси ґрунтогенезу. Індивідуальні особливості і питання генезису пліоценових та плейстоценових викопних ґрунтів і відкладів за допомогою мі-

кроморфологічного аналізу встановлені Ж. М. Майською-Матвіїшиною (1972–2011). В. В. Медведєв (1969, 1983) досліджував особливості макрота мікроструктури чорноземів та темно-каштанових ґрунтів та пов'язував їх із мікробудовою та водно-фізичними властивостями. Мікроморфологічне пояснення механізму карбонатно-міграційних процесів, які відбуваються в чорноземах, містять праці Є. А. Ярилової, Е. М. Самойлової, А. М. Полякова, В. І. Макеева (1983). За допомогою мікроморфологічних досліджень техноземів, сформованих під час лісової рекультивациї, було встановлено позитивний вплив лісової рослинності на ґрунтотвірний процес (Белова Н. А., 1986, 1997, 1999; Травлеєв А. П., 2007; Яковенко В. О., 2000, 2001, 2018; Стрижак О. В., 2013), а особливості пертинентної ролі лісових культурбіогеоценозів та їх вплив на едафотопи в умовах Степу України наведені в дослідженнях В. А. Горбаня (2017). Однак у літературних джерелах відсутня інформація про особливості мікробудови техноземів за умов сільськогосподарської рекультивациї. Тому, щоб здобути уявлення про сучасний стан техноземів науково-дослідного стаціонару ДДАЕУ, крім загальноприйнятих методів дослідження ґрунтів, нами застосовано мікроморфологічний метод, запропонований Н. А. Біловою, А. П. Травлеєвим (1979, 1974, 1999), що дає змогу визначити характер змін та встановити напрямки ґрунтоутворення в досліджуваних техноземах.

РОЗДІЛ 1. ПРОЦЕСИ ҐРУНТОУТВОРЕННЯ ПРИ РЕКУЛЬТИВАЦІЇ ТЕХНОГЕННО ПОРУШЕНИХ ЗЕМЕЛЬ

Порушення земель відбувається під час виконання пошукових робіт, видобування та перероблення корисних копалин, будівництва підприємств та доріг. Воно викликає зміни ґрунтового покриву, гідрологічного режиму, утворення техногенного рельєфу та інші якісні зміни. Дуже часто новоутворені форми техногенного рельєфу накладаються одна на одну і взаємоускладнюють ландшафт навіть у межах одного гірничого відводу. Порушені землі втрачають свою початкову цінність та є джерелом негативного впливу на навколишнє середовище. Тому після закінчення гірничовидобувних робіт антропогенно створені ландшафти підлягають рекультивації, тобто відновленню порушених земель до стану, придатного для їх використання в інших галузях народного господарства.

У степовій зоні знаходяться основні родовища корисних копалин України, які видобуваються як закритим, так і відкритим способами. У зв'язку із цим великі території повністю втратили первісний екологічно збалансований ландшафтний устрій (шахтні поля, терикони, кар'єрні виробки). До цього додається найбільша в державі сільськогосподарська освоєність і розораність. У зоні Степу ці показники становлять відповідно 81,8 і 66%. Отже, більшу частину степової зони можна зарахувати до території з катастрофічною екологічною ураженістю. У зв'язку із цим основним напрямом рекультивації земель є ренатуралізація, тобто формування природовідновлених територій на місці порушених земель (Кацевич В.В., Грицан Ю.І., 2018).

Як відомо, формування того чи іншого генетичного типу ґрунту залежить від поєднання та ступеня впливу елементарних ґрунтоутворювальних процесів, які є наслідком взаємодії факторів ґрунтоутворення (клімату, рельєфу, біоти, тривалості ґрунтоутворення та ін.). Тому не випадково ґрунти називають дзеркалом (В.В. Докучаєв, 1936) чи пам'яттю (М.А. Бронникова, В.О. Таргульян, 2005) ландшафту.

У зв'язку із цим рекультивовані ґрунти є цінними та інформативними щодо умов їх формування.

Рекультивації підлягають усі землі, які зазнають змін, що відбулися в процесі гірничих, гідротехнічних, геологорозвідувальних та інших робіт.

Вибір видів освоєння техногенних ландшафтів повинен здійснюватися залежно від природних зон, де ведеться видобуток корисних копалин, з урахуванням гірничотехнічних і техніко-екологічних умов родовищ. Бажано, щоб штучно створений ландшафт був продуктивним, різноманітним і відповідав особливостям місцевості.

У процесі відновлення порушених земель формуються специфічні техногенно-природні ландшафти і ґрунти, які суттєво відрізняються від їхніх природних аналогів. Проте на сьогодні єдиного підходу щодо термінології та класифікації рекультивованих ґрунтів техногенних ландшафтів не існує. Наприклад у Молдові їм дають назву реплантовані ґрунти, в Україні – рекультивовані гумусовані (рекультоземи) і просто рекультивовані ґрунти (рекультозем петроморфний), а також техноземи (педоземи – складені з поверхні гумусованого шару зонального ґрунту, літоземи – складені нефітотоксичними гірськими породами (леси, глини та інші) та хемоземи – промислові відходи (шахтні породи, шлами, хвости та інше) (Андроханов В. А., 2005, 2010; Просторова агроекологія..., 2013).

Рекультивовані (техногенні) ґрунти утворюються у процесі рекультивації земель у різних природно-кліматичних зонах України. Їхня частка від непорушених ґрунтів у Поліссі, Лісостепу та Степу становить відповідно 0,35; 0,16; 0,35 %. Для потреб сільськогосподарського та лісового використання у Поліссі рекультивовано 35 %, у лісостеповій зоні – 65 %, у степовій – 71 % порушених земель, у середньому по Україні – 60 %.

Від зональних ґрунтів гумусовані рекультоземи успадковують мінералогічний та гранулометричний склад, а також антропогенно змінені фізико-хімічні властивості, а петроморфні рекультоземи (літоземи) успадковують ці ж властивості від гірських порід, на яких вони формуються. Найбільш сприятливими гірськими породами є леси, лесоподібні суглинки, червоно-бурі суглинки та глини, піщано-глинисті відклади. Несприятливими є мергель, вапняки, крейда, скельні відклади тощо (Масюк Н. Т., 1998; Лядська І. В., 2015).

Як показали дослідження, через недосконалість технології гірничого етапу рекультивації техногенним ґрунтам притаманна строкатість ґрунтового покриття та рельєфу. Термін 2–3 роки між плануванням

відвалів і нанесенням гумусового шару ґрунту згідно з проектом рекультивації виявляється недостатнім для стабілізації рельєфу. Так, через 25 років сільськогосподарського використання рекультивованих ґрунтів деформація поверхні зареєстрована на 28–55 % площі з різницею між значеннями 0,2–2,5 м (Стеревська Л. В. та ін., 2012).

У процесі біологічної рекультивації та активного ґрунтоутворювального процесу завдяки новоутвореному гумусу формується оптимальна щільність ґрунту, поліпшуються властивості та режими техногенних ґрунтів. Проте, навіть у разі впровадження прискорених методів окультурення техногенних ґрунтів шляхом використання багаторічних бобово-злакових агрофітоценозів (5–7 років), їхня родючість нижча, ніж у зональних ґрунтів. Навіть через 32 роки біологічного етапу рекультивації енергомісткість техногенного ґрунту, яка вимірюється запасом енергії в гумусі, становила лише 15–22 % від непорушених аналогів.

За даними Національного наукового центру «Інститут ґрунтознавства та агрохімії імені О. Н. Соколовського», продуктивність техноземів у середньому становить 70 %, а літоземів – 50 % від продуктивності зональних ґрунтів. Оцінювальний бонітет, виражений у вагових еквівалентах, для техноземів чорноземних лісостепової зони становить 60–65, степової – 40–46 балів, для літоземів лесових у лісостеповій зоні – 24–27 балів, у степовій – 17–20 балів.

З огляду на такі недостатньо ефективні результати сільськогосподарського використання техногенних ґрунтів вченими України розроблена Концепція рекультивації земель, порушених за відкритого та підземного видобутку корисних копалин, відповідно до сучасних еколого-економічних умов (Концепція рекультивації..., 2012). Згідно із цією концепцією, штучно створений культурний ландшафт має бути не тільки продуктивним, але й гармонійно вбудованим в елементи порушеного ландшафту і різноманітно диференційованим.

Якісне виконання рекультиваційних робіт більшою мірою залежить від технічного проектування, а проектні рішення без наукового обґрунтування в кінцевому підсумку негативно впливають на хід та результат рекультиваційних робіт, тому проведення наукових досліджень низкою вчених у цьому напрямі має велике значення (Просторова агроекологія..., 2013).

Сучасна діагностика ґрунтів використовує досягнення всіх розділів ґрунтознавства, оперуючи даними з морфології, хімії, фізики та мінералогії ґрунтів. Усі ці властивості характеризують консервативно накопичені ознаки ґрунтів. В основі принципу діагностики процесів

ґрунтоутворення лежить уявлення про те, що ґрунт як середовище існування становить єдину систему з популяціями різних організмів, які його населяють (Таргульян В. О., Горячкин С. В., 2008).

Ефективність відновлення ландшафтів, порушених внаслідок гірничопромислової діяльності, визначається за відновленням екологічних та господарських функцій ґрунту. Господарська функція визначається як змога ґрунту давати корисну продукцію, а екологічна визначається як здатність ґрунту створювати та регулювати умови існування ґрунтових організмів (рослин, тварин, мікроорганізмів) (Демидов А. А. та ін., 2010).

На відміну від господарської функції, яка відновлюється більш швидко, екологічна охоплює складний процес взаємодії харчового, геохімічного, водно-повітряного режимів та властивостей ґрунту. На жаль, здебільшого як у нашій країні, так і за кордоном під час рекультивації порушених земель на першому плані стоїть питання відновлення господарської функції ґрунтів, і мало вивчається питання відновлення екологічних функцій ґрунтів.

В Україні розроблено наукові основи та нагромаджено достатній досвід рекультивації земель у різних регіонах. Величезний внесок у розробку теоретичних і практичних основ сільськогосподарської рекультивації в Україні зробили такі вчені, як М. О. Бекаревич, Л. В. Єтеревська, М. Т. Масюк, І. Х. Узбек, Р. М. Панас, І. П. Чабан, В. П. Кабаненко, В. О. Забалуєв, П. В. Волох, лісної рекультивації – А. П. Травлеєв, В. М. Зверковський та ін.

Під час проведення експериментальних досліджень на науково-дослідному стаціонарі з сільськогосподарської рекультивації земель Дніпровського державного аграрно-економічного університету було вивчено низку питань, які були орієнтовані на розробку діагностики темпів відновлення екологічних функцій ґрунтів. Дослідження на стаціонарі розпочались із вивчення способів створення стійких продуктивних агроєкосистем на штучних едафотобазах рекультивованих земель під керівництвом професора М. О. Бекаревича та академіка М. Т. Масюка. Під час багаторічних досліджень вивчались фізичні, хімічні та біологічні властивості гірських порід, які були винесені на денну поверхню. Було встановлено, що на початку біологічного освоєння техноземи, якщо порівнювати їх із зональними ґрунтами, мають низку лімітуючих факторів, таких як вміст поживних речовин, щільність, водно-фізичні властивості, які суттєво впливають на розвиток культурних рослин. Проте низкою вчених І. Х. Узбеком (2001), В. В. Забалуєвим (2005), М. М. Харитоновим (2009), І. Б. Зленко (2012), М. Г. Бабенко (2011),

О.О. Гаврюшенком (2013), К.В. Андрусевич, І.В. Лядською (2015) та ін. було встановлено, що в процесі тривалого сільськогосподарського освоєння відбувається суттєвий генезис техноземів.

Відповідні зміни, а також особливості процесу ґрунтогенезу можна діагностувати за змінами фізичних та водно-фізичних властивостей. Співробітниками Проблемної лабораторії з рекультивації земель ДДАЕУ В.В. Забалуєвим, М.М. Харитоновим, Е.Л. Додатко та ін., які вивчали мінералогічний склад основних геологічних відкладів Нікопольського марганцеворудного басейну, встановлено, що більшою мірою саме від мінералогічного складу залежать такі фізичні властивості, як вологоємність, водопроникність та інші. Також було встановлено, що від мінералогічного складу гірських порід залежать хімічні процеси, які відбуваються в техноземах (Харитонов М.М. та ін., 2011, 2012).

Крім того, мінералогічний склад гірських порід поряд із біологічними факторами значно впливає на процеси структуроутворення. Оскільки в гірських породах агрономічно-цінна структура або майже відсутня, або слабо виражена, ключового значення набуває вивчення механічного складу гірських порід. Особливу роль у процесах структуроутворення відіграє муліста фракція, яка має цементувальні властивості та бере участь у коагуляції мікроагрегатів (Масюк Н.Т., 1998).

Дослідження щодо вивчення агрегатного складу техноземів проводили М.Т. Масюк, П.В. Волох та О.В. Трухов. За результатами гранулометричного аналізу було встановлено, що найвищий показник потенційної здатності до структурування мають сіро-зелені глини – 269%, червоно-бурі глини мають показник 159%, і найменший показник мають лесоподібні суглинки – 60%. Вивчення структурного стану порід показало, що утворення структурних агрегатів відбувається з неоднаковою швидкістю та проявляється на різній глибині.

Детальні дослідження структури дерново-літогенних ґрунтів І.В. Лядської (2015) дали змогу встановити особливості розподілу агрегатних фракцій по шарах техноземів. Було встановлено, що найвищий коефіцієнт структурності у всіх типів техноземів, що досліджувались на науково-дослідному стаціонарі ДДАЕУ, спостерігається в шарі 0–10 см. При цьому найвищий показник 5,86 мають дерново-літогенні ґрунти на лесоподібних суглинках, а найменший – 1,64 – у педоземів. Коефіцієнт структурності дерново-літогенних ґрунтів на сіро-зелених глинах у шарі 0–10 см становить 2,10, а в дерново-літогенних ґрунтах на червоно-бурих глинах – 3,51. Поступово з глибиною коефіцієнт

структурності знижується на всіх типах техноземів. Як зазначає автор, така тенденція скоріш за все пов'язана з дією біологічних чинників у верхніх шарах (діяльність ґрунтової фауни та ріст кореневої системи рослин). Дія біологічних факторів суттєво знижується в нижніх шарах техноземів, і відповідно тут збільшується дія абіотичних факторів.

Структура дерново-літогенних ґрунтів тісно пов'язана з фізичними та водно-фізичними властивостями, які є важливими в процесі ґрунтогенезу техноземів. Як відомо, гірські породи в процесі відкритого видобутку корисних копалин зазнають порушення, перемішування та переміщення. У своїх дослідженнях М. Т. Масюк зазначає, що в перші роки після винесення на денну поверхню шпаруватість гірських порід зменшується в середньому до 45%. Можливими поясненнями цього можуть бути відсутність водостійкої структури, утворення ґрунтової кірки у верхніх шарах та прояв загальної усадки.

У подальших дослідженнях О. О. Гаврюшенка (2013) було встановлено, що за умов тривалої сільськогосподарської рекультивациі відбуваються зміни щільності складення. Внаслідок технічного переміщення, розпушення порід у техноземах першого року створення відбуваються процеси як ущільнення, так і розущільнення, в результаті відбувається оптимізація показника щільності складення по всьому профілю.

Показник щільності складення має великий вплив на шпаруватість. Відомо, що оптимальні умови для росту та розвитку рослин утворюються, якщо в складі загальної шпаруватості аерації співвідношення рідкої та газоподібної фази наближається до одиниці. Однак у результаті досліджень М. Т. Масюка (1974) встановлено, що оптимальною шпаруватість аерації для глинистих порід, на відміну від зональних ґрунтів, є в разі співвідношення газоподібної фази до рідкої як 1:2. Таким чином, у разі ущільнення ґрунтів створюються умови, в яких від нестачі кисню та вологи страждає ґрунтова біота, а також утворюються специфічні умови, що впливають на формування рослинності. Оскільки рослини засвоюють переважно водорозчинні сполуки, в таких умовах вони страждають не тільки від нестачі вологи, а і від дефіциту поживних речовин.

Дослідження водних властивостей техноземів показали, що розвиток рослин відбувається при таких показниках продуктивної вологи, які коливаються в межах між польовою вологоємністю та вологістю стійкого в'янення. У таких умовах переважно розвиваються рослини ксерофільного ряду. Дослідження зміни вологи за профілем техноземів показали нерівномірний розподіл. Запаси вологи у верхніх

шарах 0–30 см часто знижуються до показників повного використання фізично доступної вологи.

Однією з характеристик ґрунтів є водопроникність. У своїх дослідженнях В. А. Горбань зазначає, що водопроникність зумовлює життєдіяльність біоти, а також водний баланс тих чи інших едафотопів. У процесі ґрунтоутворення важливе значення має режим зволоження ґрунту, який у свою чергу визначається водопроникністю. Таким чином, створюючи сприятливі водно-фізичні властивості ґрунтів, водопроникність є важливим чинником родючості.

Дослідження процесів фільтрації та інфільтрації наведено в роботах І. В. Лядської (2013–2015). Було встановлено, що показники швидкості фільтрації та інфільтрації техноземів суттєво відрізняються від показників зональних ґрунтів. Для дерново-літогенних ґрунтів на лесах та сіро-зелених глинах характерними є максимальний рівень швидкості інфільтрації у верхніх шарах та зменшення показника до мінімального значення в наступних шарах. У педоземах, навпаки, швидкість інфільтрації зменшується до мінімальних показників у верхніх шарах і підвищується в наступних. Для дерново-літогенних ґрунтів на червоно-бурих глинах характерний плавний розподіл швидкості інфільтрації за профілем.

Відомо, що водно-фізичні властивості ґрунтів тісно пов'язані зі структурними елементами біоценозу: фітоценозом, зооценозом та мікробіоценозом. В еколого-біологічних дослідженнях едафотопів І. Х. Узбека (2001) були виявлені особливості розвитку підземної частини досліджуваних видів рослин *Medicago sativa* L. і *Onobrychis arenaria* (Kit.) DC. Встановлено, що ці рослини спроможні перерозподіляти органічну речовину та енергію в саме ту частину кореневої системи, яка в цей момент зазнає найбільшого навантаження. Також було встановлено, що морфологія кореневої системи відображає, наскільки техноземи забезпечені поживними речовинами, а форма кореневої системи вказує на рівень родючості окремих шарів техноземів. Дослідження з бульбочковими бактеріями встановили їхню велику екологічну пластичність, а також здатність до швидкої адаптації до екстремальних умов середовища техноземів та інтенсивного засвоєння атмосферного азоту.

Доведено, що в умовах техногенних ландшафтів гумусоутворення та формування структурних агрегатів пов'язані з целюлозоруйнівними мікроорганізмами. У дослідженнях І. Х. Узбека (2001) встановлено, що корені *Medicago sativa* L. руйнуються інтенсивніше за корені *Triticum aestivum* L. Було помічено, що спеціальні конструкції

культур фітоценозів, які насичені перш за все *Medicago sativa* L. або *Onobrychis arenaria* (Kit.) DC., сприяють створенню високобіогенних шарів, насичених активною і різноманітною мікрофлорою. Тривале сільськогосподарське використання техноземів сприяло формуванню мікробіологічного профілю, в якому за кількістю мікроорганізмів чітко виокремлюються три шари. Перший – 0–20 см, в якому зосереджено більш як 50 % загальної кількості мікроорганізмів, другий – 20–40 см, і третій – 40–150 см.

У своїх дослідженнях Узбек І.Х. (2001) також зазначає середовищеперетворювальну роль рослинних угруповань в умовах техногенних ландшафтів. В екстремальних умовах рослини та мікроорганізми змушені пристосовуватись до спільного життя. Спочатку рештки рослин-домінантів створюють осередки концентрації мікроорганізмів. А мікроорганізми своєю чергою, розкладаючи рослинні рештки, створюють сприятливі умови для розвитку рослин та сприяють інтенсифікації біологізації техноземів. Внаслідок цього взаємовпливу техноземи здобувають характерну тільки для них будову профілю та відбувається формування в товщі технозему біогеоценотичних горизонтів.

Однією з основних екологічних функцій ґрунтів є підтримка біорізноманіття. Біологізація техноземів призвела до створення таких умов і властивостей, які забезпечують сприятливі умови для життя організмів. У дослідженнях тваринного населення К.В. Андрусевиц (2015) було виявлено високий рівень видового угруповання ґрунтової мезофауни. У результаті досліджень дерново-літогенних ґрунтів науково-дослідного стаціонару було визначено 126 видів ґрунтових безхребетних. Найбільша кількість (78 видів ґрунтових безхребетних) була зареєстрована на дерново-літогенних ґрунтах на сіро-зелених глинах, найменша (66 видів) – на дерново-літогенних ґрунтах на червоно-бурих глинах. 74 види зафіксовано на дерново-літогенних ґрунтах на лесоподібних суглинках та 67 видів на педоземах. Під час досліджень були встановлені чіткі відмінності в екоморфичній структурі тваринного населення техноземів. Проведені дослідження та отримані результати дали змогу провести зоологічну діагностику техноземів та встановити диференційний діагноз. Авторка зазначає, що в структурі ценоморф переважають степанти, гігроморф – ксерофіли, трофоценоморф – мегаценотрофи, трофоморф – фітофаги.

У багаторічних польових дослідженнях В.В. Забалуєва (2005) вивчався вплив рослинності на гумусонакопичення в дерново-літогенних ґрунтах на лесоподібних суглинках, сіро-зелених та

червоно-бурих глинах. Було встановлено, що від едафічних характеристик дерново-літогенних ґрунтів буде залежати, яка кількість енергетичного матеріалу, що є основою гумусонакопичення, надійде до літозему. Зазначено, що кращими показниками здатності до гумусонакопичення характеризуються дерново-літогенні ґрунти на сіро-зелених глинах. На перших етапах біологічного освоєння техноземів процеси акумуляції та трансформації органічної речовини відбуваються досить швидкими темпами, а рівень енергоємності за 30 років підвищується в кілька разів – з 3,6–5% від показників чорноземів до 15–22%.

Фітоіндикаційні дослідження початкових етапів ґрунтогенезу на рекультивованих землях Нікопольського марганцеворудного басейну М. Г. Бабенко (2011) дали змогу встановити, що на ранніх стадіях біологічного освоєння техноземи порівняно швидко набувають ознак та характеристик, властивих зональним ґрунтам. Швидкість основного ґрунтового процесу – гумусонакопичення – в літоземах за тривалого сільськогосподарського використання залежить як від едафічних властивостей, біокліматичних умов, так і від фітомеліоративних можливостей сільськогосподарських культур. У своїх дослідженнях М. Г. Бабенко зазначає, що первинний рівень родючості техноземів, які досліджувались в метровому шарі, був однаковий. А вже через 25 років сільськогосподарського освоєння техноземів була встановлена диференціація за профілем на прообрази генетичних горизонтів. Як діагностичний критерій у фітотестуваннях була використана продуктивність ячменю ярого, гороху та люцерни. Дослідженнями встановлено, що в дерново-літогенних ґрунтах на лесоподібних суглинках сформований 50-сантиметровий профіль, а в дерново-літогенних ґрунтах на сіро-зелених та червоно-бурих глинах сформований 40-сантиметровий профіль. З огляду на це автор зазначає, що ґрунтоутворюючий процес у техноземах, що досліджувались, йде за зональним типом (Масюк Н. Т., Бабенко М. Г., 1992).

Водночас діагностика особливостей формування ґрунтів техногенних ландшафтів за властивостями, які характерні для зональних ґрунтів, має деякі труднощі. Головним чином діагностиці піддаються ознаки, які пов'язані з накопиченням органічної речовини та її трансформацією в техногенних субстратах. Низка вчених зазначає, що на характер процесу ґрунтоутворення впливають речовинний склад порід, з яких сформовані техноземи, кількість кальцію, однорідність гранулометричного складу, характер рослинності та мікрофлори території, що відновлюється тощо (Андроханов В. А., 2005; Забалуєв В. О.

та ін., 2014). Аналіз питання показує, що під час біологічного етапу рекультивації техногенно порушених земель однією з основних задач є створення такого комплексу умов, які б забезпечували активне перетворення властивостей і режимів вихідного субстрату, що зумовлюють якість екологічних функцій техноземів.

Попри наявність низки публікацій по техноземах, які сформовані під час сільськогосподарської рекультивації (Масюк М. Т., 1975; Бекаревич М. О., 1984; Чабан І. П., 1982, 2008; Узбек І. Х., 2001; Волох П. В., 1987, 2010; Мицик О. О. 1998, 2016; Забалуєв В. В., 2005; Харитонов М. М., 2009; Зленко І. Б., 2012; Бабенко М. Г., 2011; Гаврюшенко О. О., 2013; Андрусевич К. В., Лядська І. В., 2015 та ін.), їхні властивості, режими та екологічні функції залишаються недостатньо вивченими, особливо якщо врахувати, що всі ці параметри мають чітко виражену регіональну та індивідуальну специфіку. Зокрема, вивчення мінливості екологічних та едафічних властивостей, продуктивності та родючості ґрунтів, які відновлюються, є найважливішим методичним засобом для оцінки ефективності процесу рекультивації. Тому з метою здобуття уявлення про сучасний стан дерново-літогенних ґрунтів на лесах, сіро-зелених та червоно-бурих глинах та педоземах науково-дослідного стаціонару ДДАЕУ із сільськогосподарської рекультивації земель як оціночний метод дослідження ми використовуємо мікроморфологічний метод, запропонований Н. А. Біловою, А. П. Травлєєвим, (1979, 1974, 1999), що дає змогу визначити характер змін та встановити напрями ґрунтоутворення в досліджуваних техноземах.

Слід зазначити, що для проведення ґрунтових досліджень здебільшого випадків необхідно зруйнувати цілісність відібраного зразка ґрунту. Однак мікроморфологічний метод аналізу забезпечує дослідження структурних взаємозв'язків компонентів ґрунту в непорушеному стані і дає змогу проникнути в глибинні процеси ґрунтогенезу. Діагностика ґрунтоутворення на мікроморфологічному (Ярилова Є. А., 1966, Пономарьова В. В., 1974; Таргульян В. О. та ін., 1974; Герасимов І. П., 1975; Білова Н. А., 1986, 1997, 1999; Травлєєв А. П., 2007) рівні є найефективнішою насамперед у дослідженні таких процесів, як гумусонакопичення, структуроутворення, формування мінеральних новоутворень. Однак на сьогодні є недостатньо вивченими мікроморфологічні особливості ґрунтогенезу техноземів за сільськогосподарської рекультивації (Davidson D. A., 2005; Яковенко В. М., Белова Н. А., 2018).

В. Кубієна (1967) виділяв такі основні одиниці мікроустрою, як скелет та плазма. До скелета Кубієна зараховує зерна мінералів, уламки порід, міцні часточки грубого гумусу та залишки організмів.

Плазма – найбільш тонкі, активні, новоутворені речовини ґрунту, які рухаються та змінюють свій склад, форму та здатні перевідкладатися. За характером сполучення цих основних одиниць Кубієна виділяв типи елементарного мікроустрою.

Аналізуючи будову ґрунту, використовують запропоновані Р. Брюером (1964) одиниці організації: основа (S-matrix), педи (peds), ґрунтові утворення (pedological features) та шпарини (pores). Розглянуті компоненти мікроустрою ґрунту не однакові за генетичною інформативністю. Плазма, наприклад, є носієм типових властивостей ґрунту. Тип організації плазми – відображення ґрунтогенезу. Значний вплив на плазму мають кислотно-лужні й окиснювально-відновні умови розчинів, властивості та заряд гідрофільних колоїдів, елювіальний і ілювіальні процеси, повторні зволоження і висушування (особливо, якщо вони супроводжуються незворотними процесами), повторні заморожування і відтавання і т.д. Відповідно до цих впливів ґрунт зі своїм специфічним складом скелета і плазми буде розвивати характерні риси будови залежно від специфічності навколишнього середовища. Залежність між типом мікробудови, характеристикою профілю та умовами середовища чітко встановлена численними дослідженнями в усьому світі (Dumanski, 1964). Таким чином, окремі елементи мікроустрою, або мікроознаки, найбільш ефективно використовуються для інтерпретації елементарних ґрунтових процесів.

Як відомо, розподіл та форма скелетних зерен характеризують умови седиментації та процеси вивітрювання. Певний склад плазми (аморфний гумус, глина, сегрегації) характеризують різні горизонти, а біопори – тільки поверхневі. Що стосується кутан, то, відповідно до R. Bullock et al. (1970), аржиллани утворюються під час седиментації. Матричні і матрично-глинисті кутани розглядаються як результат руйнування структури поверхневих горизонтів. Феррани, мангани, нодули – ознаки глеєвих явищ, а папули – це залишки старих ґрунтів.

Отже, поява тих або інших мікроморф мінеральних новоутворень свідчить про зміни в гідротермічному режимі ґрунту. Встановлено, що різні форма і розмір новоутворень кальциту зумовлені різною концентрацією розчинів, з яких вони випадають, та різною швидкістю їх кристалізації. Формування відповідних типів мікроскладання відображає процес структуроутворення, який залежить від життєдіяльності ґрунтової мезофауни. А наявність, кількісне співвідношення мікроформ органічної речовини, стадії трансформації органіки та форми гумусу характеризують процес гумусонакопичення.

Дослідженням мікроморфологічних особливостей едафотопів займалися багато вчених. Головні методичні принципи мікроморфології сформулював австрійський вчений В. Кубієна в 40-х рр. XX ст. В його дослідженнях була доведена важливість використання мікроморфологічного аналізу під час діагностики та систематики ґрунтів.

Детальне висвітлення методики мікроморфологічних досліджень у російськомовних працях розпочалось із монографії О.І. Парфьонової та К.А. Ярилової (1977). Такі вчені, як І.П. Герасимов, С.В. Зонн, В.О. Таргульян, М.І. Герасимова, С.О. Шоба, Е.І. Гагаріна та ін., працювали над загальними теоретичними та практичними питаннями мікроморфологічних досліджень. Сучасні ґрунти за допомогою мікроморфологічних досліджень вивчали І.І. Феофарова, Е.К. Накаїдзе, Л.К. Целіщева, Б.П. Градусов, Т.Ф. Урушадзе, В.В. Медведєв, А.М. Поляков, А.І. Ромашкевич, Н.І. Матинян, Н.А. Білова, В.М. Яковенко.

Дані мікроморфологічного аналізу під час вивчення ґрунтів та різних відкладів також широко використовують і за кордоном. Наприклад, у Новій Зеландії Я.Б. Далрімпл широко використовував мікроморфологічні методи у своїх дослідженнях, у Польщі цей метод використовували П. Мрошек, Т. Мадейська та Т. Мрошек, в Англії – П. Баллок, у Франції – Я.Б. Ямагн, в Китаї – Р.А. Кемп, а в Канаді – П.Д. Юнгеріус.

У роботах С.А. Владиченської та Н.І. Лебедева (1949) наведено детальний аналіз будови мікроагрегатів чорноземів південних та каштанових ґрунтів. У дослідженнях Д.В. Хана (1969) визначено розподіл гумусових речовин у структурних агрегатах чорноземних ґрунтів і встановлено, що вміст гумусу знижується зі зміною величини агрегатів. Найбільш сталими є ті агрегати, в яких в основі скелету переважають польові шпати, слюди та глинисті мінерали монтморилонітової групи. Д.В. Хан зазначав, що, незалежно від характеру мінералогічного скелета, чим меншим є вміст гумусу, тим агрегати менш міцні. Мікроморфологічний метод дав змогу дослідити прояви лесиважу – переміщення тонких фракцій вниз по профілю.

Вперше в Україні мікроморфологічний метод дослідження викопних плейстоценових ґрунтів та лесів застосував М.Ф. Веклич (1958). Надалі у своїх роботах А.М. Соколовський (1971) за допомогою мікроморфологічного аналізу звертав увагу на розділення колоїдних речовин ґрунту на дві фракції: перша пов'язана з поглинанням кальцію, а друга жодним чином не пов'язана. Зазначено, що в чорноземах перша фракція майже дорівнює другій, у підзолі перша фракція дуже мала, саме із цим пов'язані різні структурні властивості цих ґрунтів.

У своїх працях М. І. Горбунов (1974) поділяв мул (< 2 мк) на дві категорії: А – мул, який пептизується водою, Б – мул, який пептизується розмиттям у присутності аміаку, залишки ґрунту автор позначав символом В. Відповідно до цієї диференціації мул А представлений моделлю того мулу, який утворюється в природі під час зрошення ґрунтів або опадів. Ця частина мулу є найбільш рухомою, тому переноситься вниз по профілю під час іллювіювання. Мул категорії Б більш пасивний.

У дослідженнях Н. А. Білової було встановлено, що співвідношення мулу А з мулом Б змінюється в бік мулу Б в такій послідовності: орні землі – степова цілина – штучний ліс на плакорі – байрачна липова-ясенева діброва.

Дослідження міграційних процесів, що пов'язані з перенесенням мулу, який пептизується водою, проводив С. М. Гілязов (1971), який досліджував орні ґрунти. Він дійшов висновку щодо визначальної ролі низькополімерної колоїдної фракції в процесах міграції. Водночас В. В. Карпушенков (1977) встановив взаємозв'язок між кількістю та якістю мула, що пептизується водою, та структурою ґрунту. Він встановив, що між ступенем пептизації мула та кількістю водостійких агрегатів та між кількістю гідрофільних колоїдів та мікроструктурою існує зворотний зв'язок.

В. В. Медведєв (1969, 1983) досліджував особливості макро- та мікроструктури чорноземів та темно-каштанових ґрунтів та пов'язував їх із мікроустроєм та водно-фізичними властивостями. Було встановлено два шляхи утворення структури: у першому переважають процеси розпадання та подальшого закріплення проагрегатів, які утворюються, у другому – послідовне та закономірне залучення механічних елементів у макро- та мікроагрегати. Мікроморфологічне пояснення механізму карбонатно-міграційних процесів, які протікають у чорноземах, відображені в працях Є. А. Ярилової, Е. М. Самойлової, А. М. Полякова, В. І. Макеева (1983).

У своїх дослідженнях Л. К. Целищева (1966) зазначає в мікробудові чорнозему типового ілювіальний карбонатний горизонт (Вк), який має однорідне жовто-буре забарвлення. Тонкодисперсна частина ґрунту знаходиться в скоагульованому стані, що вказує на відсутність міграції тонких часток по профілю. Що стосується чорнозему вилугуваного, то, на відміну від чорнозему типового, вилугуваний від карбонатів горизонт знаходиться нижче від перехідного гумусового горизонту. Наявність рухомої тонкодисперсної маси у вилугуваному

від карбонатів горизонтів автор вважає визначною діагностичною ознакою дуже вилугуваних чорноземів.

Питання генезису пліоценових та плейстоценових викопних ґрунтів і відкладів за допомогою мікроморфологічного аналізу висвітлено в роботах Ж.М. Матвіїшиної (1972–2011).

Протягом багатьох років (із моменту створення в 1979 р.) у працях дослідників лабораторії мікроморфології ґрунтів ДНУ ім. О. Гончара, очолюваної професорами Н.А. Біловою та А.П. Травлєєвим, особливу увагу було приділено вивченню процесів лесиважу в байрачних чорноземних ґрунтах степової зони України (Белова, 1986, 1997, 1999; Травлєєв, 2007). Мікроморфологічна діагностика дала змогу встановити різну природу утворення елювіальних та ілювіальних горизонтів і внаслідок цього конвергентний характер макроморфологічної подібності профілів лісових лесиваних чорноземів (текстурно диференційованих) і опідзолених ґрунтів.

У дослідженнях Н.А. Білової, В.М. Яковенка (2018) зазначається, що скелет ґрунту під впливом лісової рослинності може змінювати свої кількісні співвідношення по горизонтах під впливом процесів міграції (лесиважу) тонких фракцій ґрунту. Під лісовими насадженнями часто формуються в початковому вигляді горизонти HeL та HiL (гумусований елювіальний та гумусовий ілювіальний під впливом лесиважних явищ). Плазма лісового едафотопу більш збагачена органічною речовиною. У верхніх горизонтах плазма з карбонатно-гумусо-глинистої, яка характерна для степової цілини, переходить у гумусово-глинисту тонкодисперсну масу. У лісових едафотопах спостерігаються початкові ознаки переміщення плазми вниз по профілю (ілювіювання), що супроводжується наявністю в цьому шарі кальцино-гумусо-глинистої фракції підвищеного ущільнення, аж до утворення карбонатно-ілювіального горизонту (як ці чітко проявляється в байрачних лісових чорноземах). Порожнини зазвичай поділяються на пори та тріщини. Степові едафотопи відрізняються оптимальною шпаруватістю та тріщинуватістю. Під лісовими насадженнями в степу спостерігається збільшення біопор зоогенного і фітогенного походження, а також утворення пор у результаті підвищеної агрегованості. Вниз по профілю шпаруватість змінюється, найменш виражена в ілювіально-карбонатному горизонті.

За допомогою мікроморфологічних досліджень техноземів, сформованих під час лісової рекультивациі, було встановлено позитивний вплив лісової рослинності на ґрунотвірний процес. Зі збільшенням представників ґрунтової мезофауни зростають поровий простір

і коефіцієнт структурності агрегатів. Для цих техноземів характерна карбонатно-глиниста плазма, яка оптично не орієнтована. Органічна речовина представлена у вигляді скупчень та згустків. Поровий простір представлений порами-тріщинами, багато пор біогенного походження. Леси та лесоподібні суглинки збагачуються дрібнозернистим кальцитом та рослинними рештками, які розкладаються за рахунок травостою та лісової підстилки, що активно взаємодіють із материнською породою. Леси реанімують своє потенційне багатство та родючість, генеруючи чорноземний тип ґрунтоутворення.

У мікроморфологічних дослідженнях В. В. Медведева (2017) зазначена зміна на ріллі розміру, форми, зовнішньої та внутрішньої будови агрегатів. Для цих агрегатів характерна відсутність окантовки гумусовою плівкою, яка є обов'язковою для агрегатів цілини. У чорноземах південних складність та губчастість агрегатів виражена слабше порівнянно з іншими підтипами. Обробіток ґрунту значною мірою призводить до збільшення неагрегованого матеріалу у всіх типах чорнозему, причому в чорноземах південних це виражено найбільше, найменше виражено в чорноземах звичайних. Встановлено, що під час обробітку порушується стабільність порового простору, а також зменшується довжина пор (Медведев В. В., 1982).

Детальні мікроморфологічні дослідження чорноземів південних наведено в роботі С. П. Кармазиненка (2010). Автор зазначає, що мікроморфологічно чорноземи південні відрізняються від звичайних зростанням зоогенного фактора перетворення ґрунтової маси. Зазначається, що в чорноземах південних мікроагрегати мають коагуляційне, фітогенне та зоогенне походження. Встановлено, що для мікробудови гумусового горизонту характерні складні мікроагрегати, зависті пори, а також напіврозкладені органічні рештки та скупчення гумусу.

Поровий простір представлений завистими розгалуженими порами, які займають до 20–30% площі шліфа. Інколи зустрічається мікрокристалічний кальцит. У верхніх горизонтах плазма – гумусова і змінюється вниз по профілю на карбонатно-глинисту.

Таким чином, багаторічні дослідження на науково-дослідному стаціонарі з рекультиватії земель Дніпровського державного аграрно-економічного університету дали змогу вивчити зміну фізичних, водно-фізичних властивостей техноземів як у часі, так і у просторі, дослідити питання генезису техноземів та середовищеперетворюючу роль рослинних угруповань за тривалого сільськогосподарського використання.

Однак у літературних джерелах відсутні матеріали, які висвітлюють екологічну роль мікроморфологічної організації техноземів та особливості їх мікробудови за умов сільськогосподарської рекультивації. Встановлення еколого-біологічних та агроєкокомікроморфологічних закономірностей формування дерново-літогенних ґрунтів науково-дослідного стаціонару дає змогу визначити характер змін техноземів та встановлення напрямів ґрунтоутворення в дерново-літогенних ґрунтах.

РОЗДІЛ 2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНУ ПРОВЕДЕННЯ ДОСЛІДЖЕНЬ

Дослідження проводились на науково-дослідному стаціонарі із сільськогосподарської рекультивациі земель Дніпровського державного аграрно-економічного університету, який був створений у 1968–1970 рр. на зовнішньому відвалі марганцевого кар'єру поблизу м. Покров Нікопольського району Дніпропетровської області (рис. 2.1).



@Landsat / Copernicus, 2021, Зображення @TerraMetrics Картографічні данні @Google, 2021 Україна

Рис. 2.1. Фрагмент фізико-географічної карти території України (Дніпропетровська область). Місце проведення дослідження

Нікопольський марганцеворудний басейн розташований у південно-західній частині України. За запасами руди вважається найбільшим в Європі та займає площу понад 46 690 га.

2.1. Клімат

Науково-дослідний стаціонар проблемної лабораторії з рекультивації земель Дніпровського державного аграрно-економічного університету, де проводились дослідження, розташований поблизу м. Покров Дніпропетровської області (Південний Степ України).

Основними кліматичними особливостями Нікопольського марганцеворудного родовища є невелика кількість опадів, велика кількість тепла та світла в період вегетації рослин. Клімат цієї місцевості формується під впливом адвекцій атлантичних та азійський, рідше тропічних повітряних мас, фронтогенезу та циклонів (зимовий період) і антициклонів (переважно влітку).

За даними Нікопольської метеостанції, яка розташована у 23 км від дослідного стаціонару, середньорічна температура повітря становить 8,5°C при -4,1°C в січні та 22°C в липні. За рік у середньому спостерігається близько 260 днів із температурою вищою за 0°C. Тривалість періоду з середньорічною температурою вищою за 10°C становить 165–175 днів. Холодний період триває п'ять місяців: із листопада по березень, а теплий триває з квітня по жовтень. Із березня по травень спостерігається найінтенсивніше підвищення температури. Надалі зростання температури йде повільно. Найбільше зниження температури спостерігається у вересні-жовтні. Початок осінніх заморозків спостерігається наприкінці жовтня, а весняні заморозки тривають до початку травня (таблиця 2.1). На цей період припадає максимальна величина випаровування і порівняно невелика кількість опадів. Заголом за рік із водної поверхні випаровується 732 мм води, а із суши – 487 мм. Середня багаторічна кількість атмосферних опадів становить 401 мм. Це призводить до того, що в зональних ґрунтах створюється водний режим непромивного типу, який зумовлює формування ґрунтів акумулятивного типу (Екологія техноземів..., 2017).

Таблиця 2.1

Кліматична характеристика за даними Нікопольської метеостанції

Показники	Місяці											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Температура (середні значення), °C												
	-4,1	-2,9	1,8	10,0	16,4	20,2	22,0	21,1	16,1	9,3	3,7	-0,7
мінімум	-7,3	-7,0	-2,1	4,0	10,4	14,1	16,1	15,2	10,1	4,8	-0,3	-4,6
максимум	-1,5	-0,6	6,2	15,2	22,8	26,1	29,2	28,3	22,7	14,8	6,6	0,6
Сума опадів, мм												
	43	35	29	37	44	48	46	42	28	29	38	46
максимальна	69	105	45	77	114	88	100	112	87	93	114	131
добові мак.	24	21	19	41	45	62	69	57	42	33	34	30
Відносна вологість повітря												
%	86	85	81	66	61	61	58	59	64	76	85	87
Абсолютна вологість повітря												
%	4,4	4,5	5,4	7,8	11,1	14,5	15,8	1,8	11,4	8,9	7,0	5,0
Хмарність												
бали	7,7	7,6	6,9	6,2	5,7	5,1	4,0	3,9	4,1	5,7	7,5	8,2
Випаровування з водної поверхні												
мм	-	-	25	50	109	142	167	159	109	59	16	-
Випаровування з поверхні суші												
мм	5	13	36	56	76	81	70	60	46	33	9	2
Середня швидкість вітру												
м/с	4,5	4,6	4,8	4,3	3,9	3,4	3,1	3,0	2,9	3,5	4,1	4,5

По місяцях опади розподіляються нерівномірно. За 50-річними даними найбільша їх кількість випадає в травні-серпні, найменша – у лютому-березні. Опади у травні-липні, якщо вони в межах норми, дають змогу отримати гарантований врожай зеленої маси багаторічних трав, однак вони мають переважно зливовий характер, тому виявляються недостатньо продуктивними.

Середня висота снігового покриву коливається від 1 до 6 см, в окремі роки протягом кількох тижнів він може бути відсутнім. Внаслідок значних відлиг сніг тоне протягом зими кілька разів. Часта відсутність снігового покриву і різкі зміни температури повітря взимку можуть сприяти утворенню льодової кірки, яка часто є однією з основних причин пошкодження та загибелі посівів озимих і багаторічних культур (Масюк Н.Т., 1998).

2.2. Геоморфологія

В.Г. Бондарчук, М.Ф. Веклич, А.П. Ромоданова, І.Л. Соколовський на геоморфологічній карті України північну частину території Нікопольського марганцеворудного басейну зараховують до лесової розчленованої рівнини, а південну – до лесової слабо розчленованої рівнини. У долині Дніпра тут виділяють:

1) терасові рівнини ранньочетвертинної та середньо-четвертинної епох (Q_1 - Q_2^1);

2) терасові рівнини поліського віку (Q_2^3).

У геологічній будові Нікопольського басейну беруть участь докембрійські кристалічні породи, давня кора вивітрювання, осадові відклади третинного та четвертинного віку (рис. 2.2).

Вік		Шар, м	Найменування порід
Q		0–7	Шар ґрунту Сугленки
N_2SQ		7–12	Глина червоно-бура
N_1Srm_{2+3}		12–47	Глина зеленувато-сіра, голубувато-сіра з прошарками мергеля
N_1Srm_2		47–53	Вапняк-ракушечник
N_1Srm_1		53–59	Глина піщана
		59–63	Пісок кварцовий
Pg_3ch_3		63–71	Глина зеленувато-сіра
Pg_3ch_3		>73	Марганцева руда

Рис. 2.2. Зведена стратиграфічна колонка Нікопольського марганцеворудного басейну (Масюк, 1975)

Марганцеворудний пласт приурочений до третинних покладів палеогену. Безпосередньо під рудою розташовані зеленувато-сірі (яблунево-зелені) глини, доволі в'язкі щільні, подекуди піщані. Нижній сармат, який залягає в покрівлі палеогену, має повсюдне поширення і складений глинистими пісками, які до низу переходять у середньо- та крупнозернисті піски. Середній сармат утворений двома горизонтами: горизонтом темно-сірих та чорних глин і горизонтом

вапняків-ракушечників. Верхній сармат представлений мергелястими глинами з прошарками мергеля. Ці глини щільні, інколи тріщинуваті. На верхньому сарматі залягають червоно-бурі глини. Вони щільні, не шаруваті, включають вапнякові конкреції та кристали гіпсу. Над червоно-бурими глинами розташовані четвертинні поклади постпліоцену, плейстоцену та голоцену. Нижній відділ четвертинного періоду (постпліоцен) включає древньоалювіальні піски та глини (на терасах), а також червоно-бурі суглинки. Поклади постпліоцена вкриті суцільним чохлам пилюватих, карбонатних, макропористих лесоподібних суглинків або лесів плейстоценового віку. Леси займають всю територію вододілу товщиною до 15–20 м. Їх товщина 1–3 шарами похованих ґрунтів поділяється на 2–4 яруси.

П. Ф. Калініна при геоморфологічному районуванні Дніпропетровської області територію Нікопольського марганцевого басейну зараховує до пагорбкуватої рівнини, особливості рельєфу якої зумовлюються структурою щита, неотектонікою та ерозійно-аккумулятивними процесами (Гаврюшенко О. О., 2013).

Під час проведення геолого-зйомочних робіт з 1938 по 1954 рр. в долині Дніпра вченими виділялося різне число терас. Так, С. Г. Вишняковим – 4 тераси, І. Ф. Піддубним – 5 терас, причому зазначалося, що п'ята надзаплавна тераса зливається зі схилами плато. Цей район знаходиться на південній окраїні Українського кристалічного щита та північній частині Причорноморської впадини. Загалом ця територія – аккумулятивна рівнина, розчленована долиною Дніпра та його притоків. Найбільші праві притоки – це річка Базавлук з притоками (річки Солона, Базавлучок, Каменка, Томаківка). А ліві притоки – річки Білозерка та Кінська. Територія басейну розчленована також численними балками. У межах аккумулятивної рівнини виділяються:

- а) ділянки водороздільної рівнини та її схили;
- б) річкові долини.

Поверхня водороздільної рівнини має ухил із півночі на південь. Долиною Дніпра вона поділяється на дві частини: лівобережну та правобережну, які відрізняються гіпсометрією, ступенем розчленованості та геологічною будовою дочетвертинних порід. На правобережжі Дніпра розчленування рівнини сильніше. Тут межирічні та міжбалочні території мають форму подовжених валоподібних узвиш із м'якими контурами та слабопомітним ухилом у бік долини та балок. Розчленування рівнини балками та ярами надає поверхні пагорбистого і слабохвилястого характеру. Водороздільні території, яких

ерозія торкнулась незначною мірою, в південній частині лівобережжя являють собою практично горизонтальні ділянки степової рівнини.

У долині Дніпра в межах Нікопольського марганцевого басейну виражені в рельєфі тільки три акумулятивні тераси: заплава та дві надзаплавні. Перша тераса (заплава) в долині Дніпра зараз затоплена водами Каховського водосховища. До затоплення її ширина місцями становила 16–20 км, і являла вона собою низинну рівнину з численними протоками, рукавами, великою кількістю озер та заболочених ділянок на її поверхні. Складена вона переважно дрібно- та середньозернистими пісками, супісками, суглинками та глинами. Друга тераса розвинена незначною мірою. Над рівнем води вона підіймається на 5–10 м. З акумулятивних терас четвертинного віку найдавніша третя чітко виражена в рельєфі і порівнянно з іншими терасами має найбільше площинне поширення. Поверхня тераси слабохвиляста, розчленована порівняно невеликою кількістю балок, які, на відміну від балок водороздільної рівнини, мають менше розгалуження та короткі схили. Над рівнем Дніпра тераса підіймається на окремих ділянках на 30–40 м і більше. Ширина тераси біля міста Нікополь становить 10 км.

Ярово-балкова мережа на правобережжі Дніпра в межах Нікопольського марганцевого басейну густа, але її розвинення нерівномірне по всій площі, причому водороздільна рівнина розчленована сильніше, ніж район давніх терас.

У балок, закладених у пухких породах, характер схилів неодноманітний. Так, у разі врізання в товщу лесових порід і червоно-бурих глин вони мають полого-випуклі схили; якщо ж ці балки прорізають третинні породи (вапняки та мергелі), на їхніх схилах з'являються карнизи, денудаційні тераси, а нижня частина стає стрімчастою. У товщі лесів яри дуже глибокі та мають вертикальні стінки.

Антропогенні форми рельєфу (кар'єри, гірські виробітки, відвали, насипні греблі та ін.) на території Нікопольського марганцевого басейну численні та істотно впливають на активізацію деяких геологічних явищ, а також на зміну характеру поверхні правого берега Дніпра. Діяльністю людини створений новий культурний геоморфологічний ландшафт, причому найбільше значення мають гірничопромисловий, іригаційний та сільськогосподарський.

2.3. Ґрунти

Дослідна ділянка розташована в Нікопольському районі на межі Північного та Південного Степу України. Ґрунтовий покрив району поєднує властивості звичайних та південних чорноземів та має низку своєрідних ознак:

1. Незначний вміст валового гумусу. На височинах та рівнинах ділянках вододілів кількість гумусу не перевищує 4–5%. За цією ознакою всі чорноземи належать до малогумусних.

2. У межах Нікопольського району ґрунтовий покрив відрізняється перехідним характером від звичайного до південного чорнозему. До південних чорноземів їх наближають такі ознаки, як компактна «білозірка», яка з'являється на глибині 80–85 см, деяка ущільненість у горизонті НР, частково комкувата-шорохувата структура, знижений вміст валового гумусу та наявність кристалічного гіпсу зустрічаються не скрізь, а приурочені до малодренованих рівнинних масивів.

2. Із чорноземами звичайними ґрунти поєднуються завдяки наявності таких подібних властивостей, як порівняно глибокий гумусований профіль (60–70 см), дещо знижена лінія скипання (50–55 см), зрідка з'являється «карбонатна пліснява».

Ґрунтовий покрив району детально вивчався в 1957–1962 рр., коли створювалися ґрунтові карти сільськогосподарських підприємств. У таблиці 2.2 представлені основні види ґрунтів, які були виявлені під час цих досліджень.

Таблиця 2.2

Найбільш поширені ґрунти Нікопольського району Дніпропетровської області

№ п/п	Назва ґрунтів	Площа, га
1	Чорноземи звичайні повнопрофільні	36103,1
2	Чорноземи південні повнопрофільні	22624,6
3	Чорноземи звичайні та південні слабозмиті	39336,1
4	Чорноземи південні середньо- та сильнозмиті	8300,8
5	Чорноземи південні з ознаками осолоделості в комплексі з чорноземами слабосолонцюватими	2697,4
6	Чорноземи намиті	3659,4
7	Лучно-чорноземні засолені ґрунти	741,7
8	Лучно-болотні засолені ґрунти в комплексі з солонцюватими	553,5

Нині видобуток корисних копалин відбувається в зоні південних чорноземів. Основні ґрунти представлені чорноземами південними малогумусними важкосуглинковими та легкосуглинистими повнопрофільними та еродованими на лесах. Середня потужність верхнього гумусного горизонту (Н) чорноземів південних дорівнює 30–35 см, потужність гумусованого профілю – 62–74 см. Такий профіль визначає глибину зняття маси чорнозему від 50 до 60 см при відводі площ під гірничі розробки. Нижче розташовані горизонти містять гумусу менше ніж 1% і їх недоцільно знімати та складати в бурти. Поява карбонатних новоутворень помітна з глибини 70–80 см. Чорноземи південні Нікопольського району містять 3–4% гумусу і тому є світлішими, ніж чорноземи звичайні. У зв'язку зі зменшенням вмісту гумусу помітно знижується водотривкість структурних агрегатів, у результаті чого верхній горизонт профілю більш розпилений та схильний до замулення, ущільнення і кіркоутворення. Порівняно з чорноземами звичайними чорноземи південні менш забезпечені рухомими формами мікроелементів.

Вміст гумусу в чорноземах південних становить 3–4%, і тому вони мають світліше забарвлення, ніж чорноземи звичайні. Зменшення вмісту гумусу призводить до зменшення водотривкості структурних агрегатів. У зв'язку із цим верхні горизонти чорноземів південних більше розпилені та схильні до запливання та ущільнення.

В орному шарі чорноземів південних міститься 3,2–4,8% гумусу, гідролізованих форм азоту – 6,2–8,8 мг/100 г ґрунту, рухомого фосфору – 10–12 мг на 100 г ґрунту, обмінного калію – 14,8–24,6 мг/100 г ґрунту; сума поглинених основ ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$) – 32,8–34,5 мг-екв/100 г ґрунту. Гранулометричний склад чорноземів південних, розташованих на вододілах, переважно важкосуглинковий. Слабоеродовані чорноземи південні залягають на схилах крутизною від 1 до 3°, що приводить до зменшення глибини гумусованого профілю, погіршення фізичних властивостей, зменшення загальних запасів поживних речовин і гумусу.

Середньо- і сильноеродовані чорноземи займають схили вододілів крутизною більше 4–6°. У зв'язку з втратою родючої частини ґрунту в еродованих чорноземах, порівняно з повнопрофільними, зменшуються запаси поживних речовин, кількість гумусу, знижується ємність поглинання, погіршуються водно-повітряні властивості. Так, кількість гумусу у середньоеродованих ґрунтах на 1,5–2%, а в сильноеродованих – на 2–3% менше ніж у повнопрофільних.

У зв'язку зі скороченістю гумусованого профілю еродованих чорноземів під час відводу під розробку родовища марганцевої руди ділянок із такими ґрунтами глибину зняття маси чорнозему доцільно зменшити до 30–50 см.

Чорноземи південні слабосолонцюваті відрізняються від чорноземів південних більшою розпиленістю верхнього гумусового горизонту і помітною ущільненістю перехідного горизонту. Їм властиві насиченість кальцієм і наявність незначної кількості поглиненого натрію. Співвідношення Ca/Mg дорівнює 3,5:1, вміст гумусу становить 3,5–4,0%. У разі рекультивації зняттю підлягають верхні генетичні горизонти.

Лучно-чорноземні ґрунти сформовані під трав'янистою рослинністю та поширені в заплавах річок, на дні балок, у подах, а також на другій та третій терасах долин річок. Від чорноземів вони відрізняються наявністю ознак оглеєння в підгумусовому горизонті та верхній частині ґрунотвірних порід. Утворились ці ґрунти під дією ґрунтових вод, які у вологі роки по капілярах досягають нижніх горизонтів ґрунту. Лучно-чорноземні ґрунти мають значну міцність гумусованих горизонтів, містять велику кількість поживних речовин, добре вологозабезпечені і тому дуже родючі. Під час відводу під кар'єр лучних ґрунтів необхідно збільшувати глибину гумусованого горизонту, який знімається до 60–80, а в окремих випадках до 110 см. Лучно-болотні ґрунти формуються в умовах постійного підґрунтового надлишкового зволоження, у зв'язку з чим у цих ґрунтах проявляється оглеєння нижньої частини профілю і ґрунотвірної породи. У разі засолення ґрунтових вод вони можуть бути солончаковими та солонцюватими. У цьому випадку селективна розробка можлива за умови попереднього провітрювання ґрунтової маси в невеликих буртах (для переведення двовалентного фітотоксичного заліза в тривалентне нейтральне). Солончаки та солонці окремо не розроблюються.

Для більш детальної характеристики зональних ґрунтів було закладено дві контрольні ділянки, які територіально розташовані поблизу науково-дослідного стаціонару. Першу контрольну ділянку ґрунтового розрізу було закладено на правобережжі Дніпра, приблизно за 0,5 км до берега водосховища на пологому схилі південно-західної експозиції. Зональний тип ґрунту – чорнозем південний, малогумусний. Тип рослинності – різнотравно типчаково-ковиливий степ.

- H_1 (0–10 см) Темно-сірий, гумусований горизонт рівномірно забарвлений. Рихлий, дрібнозернистий, пронизаний кореневищами трав. Не скіпає. Перехід до наступного горизонту не помітний, за зміною щільності.
- H_2 (10–28 см) Темно-сірий із палевим відтінком гумусований щільний середньозернистий структурований горизонт. Світліший за попередній горизонт. Багато кореневих закінчень трав. Не скіпає. Перехід до наступного горизонту за зміною кольору.
- H_3 (28–108 см) Темно-сірий із палевим відтінком гумусований рівномірно забарвлений по всьому профілю горизонт. Структура дрібнозерниста грудкувата. Щільніший за попередній горизонт. Тонкі коріння трав зустрічаються до глибини 75 см. Не скіпає. Перехід до наступного горизонту не виражений із незначною зміною кольору.
- H_4 (108–160 см) Темно-сірий із палевим відтінком гумусований горизонт. Структура грудкувато-дрібнозерниста, більш рихлий за попередній горизонт. Бурхливе скіпання з глибини 108 см. Горизонт «білозірки» – 108–135 см.
- H_{3p} (160–200 см) Перехідний горизонт із незначною кількістю гумусу. Однорідне забарвлення без ознак пістрявості. Середньосуглинистий безструктурний, корені відсутні. Щільність середня по всьому горизонту. Бурхливе скіпання.

Другу контрольну ділянку було закладено на староорних ґрунтах. Зональні ґрунти – чорнозем південний, малогумусний. Тип рослинності – бобові та злакові культури.

H_1 (0–25 см) Вологий темно-сірий суглинок із зернистою структурою, добре пронизаний кореневою системою. Однорідний за забарвленням і складом по всьому горизонту. Скіпання відсутнє. Перехід до наступного горизонту поступовий.

H_2P (25–50 см) Світло-сірий суглинок, пухкий, сухий на дотик, пронизаний кореневою системою, зі щільною зернистою структурою. Однорідний за забарвленням і складом по всьому горизонту. Скіпання відсутнє. Перехід до наступного горизонту поступовий.

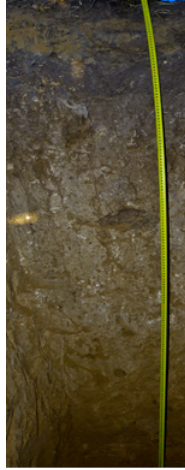


Рис. 2.3. Ґрунтовий розріз чорнозему південного на староорних ґрунтах

P_1hk (50–81 см) Палево-сірий суглинок, структура щільна крупнокомкувата, присутні карбонати. Помірне скипання на 60 см. На глибині 70–80 см кротовина. Перехід до наступного горизонту слабо помітний за збільшенням щільності.

P_2hk (81–200 см) Палевий лес, щільний, сухий на дотик, із крупнокомкуватою структурою, карбонатний. Зазначена значна кількість «білозірки», яка зосереджена від 80 до 120 см.

Результати досліджень щодо визначення гранулометричного складу в досліджуваному ґрунті наведені в табл. 2.3.

Таблиця 2.3

Гранулометричний склад чорнозему південного на лесах (староорні землі)

Горизонт	Шар ґрунту, см	Фракції механічних елементів (мм), %							Втрати від НСІ %
		1–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001	<0,01	
Н	0–25	0,41	3,07	41,20	16,48	8,24	30,60	55,32	10,00
HP	25–50	0,21	9,59	45,32	12,36	8,24	24,28	44,88	7,80
Phk	50–81	0,41	0,55	49,44	8,24	8,24	33,12	49,60	8,40
Phk	81–200	0,21	1,39	53,56	8,24	8,24	28,36	44,84	16,00

Результати досліджень ґрунту, які характеризують фізичні та агрохімічні властивості, наведені табл. 2.4 та табл. 2.5.

Таблиця 2.4

**Фізичні та агрохімічні властивості чорнозему південного на лесах
(староорні землі)**

Горизонт	Шар ґрунту, см	Щільність складання, г/см ³	Щільність твердої фази, г/см ³	Пористість загальна, %	Пористість аерації, %	Вміст гумусу, %	Гідролітична кислотність, ммоль/100 г ґрунту	Водневий показник, од. рН	Сума увібраних основ (Са+Mg)/ммоль/100 г ґрунту	мг/кг ґрунту		
										N-NO ₃ б/к	P ₂ O ₅	K ₂ O
H	0–25	1,52	2,36	35,47	8,30	1,97	1,37	6,7	20,0	6,9	120	135
HP	25–50	1,49	2,45	40,42	30,44	1,31	0,45	7,7	22,0	<3.0	130	37
Phk	50–81	1,28	2,40	46,62	36,79	0,47	0,08	8,7	28,6	<3.0	102	37
Phk	81–200	1,50	2,50	39,80	26,93	0,35	0,06	8,8	33,0	<3.0	89	43

Таблиця 2.5

**Результати агрохімічних досліджень чорнозему південного на лесах
(староорні землі)**

Горизонт	Ємність поглинання	Ввібрані основи			Гідролітична кислотність	Водневий показник, од. рН	Щільний залишок, %	Склад водної витяжки Аніони та катіони, ммоль на 100 г ґрунту / %							Карбонатність, % (СО ₂)
		Ca	Mg	Na				HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	
		Ммоль на 100 г ґрунту						HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	
H (0–25)	22,2	16,5	3,5	0,3	1,37	6,7	0,041	0,20	0,15	0,12	0,25	0,12	0,08	0,04	відс.
								0,012	0,005	0,012	0,01	0,003	0,002	0,002	
HP (25–50)	23,1	18,0	4,0	0,1	0,45	7,7	0,065	0,60	0,15	0,09	0,50	0,25	0,08	0,03	відс.
								0,037	0,005	0,009	0,02	0,006	0,002	0,001	
Phk (50–81)	29,5	25,0	3,6	0,3	0,08	8,7	0,074	0,65	0,20	0,12	0,50	0,38	0,08	0,04	3,0
								0,040	0,007	0,012	0,02	0,009	0,002	0,002	
Phk (81–200)	33,9	28,0	5,0	0,3	0,06	8,8	0,077	0,65	0,15	0,17	0,50	0,38	0,08	0,04	4,7
								0,040	0,005	0,016	0,02	0,009	0,002	0,002	

Відповідно до отриманих результатів було встановлено, що староорні ґрунти, на яких було закладено контрольну ділянку, представлені чорноземом південним на лесах безкарбонатним повнопрофільним малогумусним важко суглинистим.

2.4. Гідрографія і водні ресурси

Нікопольський район повністю розташований у межах басейну річки Дніпра. Середня густота річкової мережі становить 0,27 км/км², забезпеченість водними ресурсами – 460 тис. м³ на 1 км² площі, проте ресурси місцевого стоку становить лише 20 тис. м³/км².

Довжина Дніпра в межах області складає 240 км. Він протікає по асиметричній долині зі спадистим правим берегом та пологим лівим. Стік Дніпра є транзитним: середній багаторічний стік на вході в область становить 1690 м³/с, на виході з області – 1730 м³/с. Стік річки зарегульований каскадом Дніпровських водосховищ, а в межах Дніпропетровщини присутні три з них – південна частина Кам'янського та північна частина Дніпровського, а також є вихід до Каховського водосховища.

Води Дніпра активно використовуються для потреб населення та промисловості, передусім чорної металургії, електроенергетики, хімії та нафтохімії, подекуди для зрошення сільськогосподарських земель.

У межах регіону Дніпро приймає численні, але маловодні притоки. Серед них праві – Томаківка, Солона, Базавлук, Кам'янка – та ліві – Орель, Самара. Лише Самара має значне водогосподарське значення. Довжина річки – 320 км, витрати води у гирлі – 25 м³/с. Приймає власні значні притоки – Тернівку та Вовчу.

Річки Дніпропетровської області відрізняються значним рівнем забруднення. Для вод Дніпра та Самари характерний високий вміст (із перевищенням ГДК) сульфатів, сульфідів, окисів заліза та важких металів внаслідок інтенсивних промислових скидів. Малі річки регіону більш забруднені сільськогосподарськими стоками, наслідком є підвищена частка іонів амонію та нітратів. Область належить до водозабезпечених, однак такий стан досягається за рахунок транзитного потоку вод Дніпра. Локальних водних ресурсів бракує. Тому в майбутньому область може зазнавати вододефіциту, а наявності збільшення водоспоживання практично вичерпані, оскільки збільшення обсягів забору води з Дніпра загрожує як екологічному стану річки, так і функціонуванню господарського комплексу місцевостей, розташованих нижче за течією.

Більша частина Дніпропетровської області розташована в межах гідрогеологічної провінції Українського щита, крайній північний схід – у межах Дніпровсько-Донецького артезіанського басейну. Тому можливості видобутку підземних вод у регіоні обмежені.

Однак існують перспективи знаходження нових запасів підземних вод у розломах Українського щита, які можуть бути використані, насамперед, для задоволення потреб населення у воді. Відповідно до програми моніторингу вод у 2005 році водогосподарськими організаціями в басейні Дніпра контролювалась якість води 7 великих водосховищ (6 водосховищ Дніпровського каскаду і Карачунівське водосховище на річці Інгулець), 34 річок у місцях основних водозаборів і прикордонних зонах, 7 каналів, 18 зрошувальних систем, а також технологічних водойм і зворотних (стічних) вод атомних станцій, які мають вихід у водойми басейну Дніпра.

Основними забруднювачами водних ресурсів Дніпра і його приток є біогенні речовини – високоорганічні гумінові та органічні і азотні сполуки, залізо, які надходять із болотистих територій водозбору верхнього Дніпра і його верхніх приток, а також утворюються в слабопроточних водосховищах каскаду внаслідок їх сильного «цвітіння» влітку.

У Каховському водосховищі протягом року спостерігалось коливання показників якості води як у бік збільшення, так і зменшення. Загалом рівень забруднення води в цьому водосховищі залишився на рівні минулих років, перевищення ГДК було за показниками ХСК, БСК, вмістом фосфатів та амонію сольового. Вода річки Орель, як і більшості річок південної частини басейну Дніпра, є високомінералізованою. У 2005 році зросли вміст у воді сульфатів, магнію, жорсткість та мінералізація води.

Радіологічний стан поверхневих вод басейну Дніпра протягом останніх років не зазнав особливо суттєвих змін, порівняно з попередніми роками. Вміст радіонуклідів у річках басейну можна схарактеризувати як стабільний, оскільки середні величини мають незначну амплітуду відхилень. При цьому ці величини є значно нижчими від встановлених нормативів.

2.5. Рослинність

У геоботанічному відношенні район досліджень належить до зони справжніх степів і являє собою перехідну зону від дернинно-злакової багаторізнотравної підзони до дернинно-злакової біднорізнотравної. Природна рослинність у районі проведення досліджень практично не збереглася через високий рівень розораності земель. Змінена природна рослинність інколи зустрічається на невеликих ділянках схилів та балок (родини *Stipa L.*, *Festuca L.*, *Koeleria Pers.*, *Achillea L.*,

Artemisia L., Euphorbia L. та ін.). Специфічна рослинність формується на ґрунтах засоленого та гідроморфного ряду, які залягають у заплавах річок Базавлук, Солона та Чортомлик, балкових та інших ділянках. Незасолені сухі та особливо вологі луки характеризуються різними формами лучних асоціацій, представлених злаковими, злаково-різнотравними та різнотравно-бобово-злаковими угрупованнями.

Підвищення рівня засолення едафотопів у цій зоні супроводжується появою в асоціаціях рослин роду *Scirpus L., Salicornia L.* та інших галофітів. Часто такі луки, особливо по днищах балок, через інтенсивний випас перетворюються на збої, де панують рослини роду *Chenopodium L.* та родини *Polygonaceae*.

Знання структурно-функціональної організації природних фітоценозів дає змогу обґрунтовано підходити до підбору асортименту рослин для складних агроценозів у процесі освоєння та використання рекультивованих земель.

Основними культурами, що вирощуються в господарствах, території яких прилягають до зони проведення рекультиваційних робіт, є озима пшениця, ярий ячмінь, кукурудза, люцерна, еспарцет, овочеві та інші культури, типові для Південного Степу України.

2.6. Тваринний світ

У зоогеографічному плані територія Нікопольського району належить до складу степового зоогеографічного округу (Центральний зоогеографічний район охоплює всю правобережну частину області, Дніпровсько-Донецький зоогеографічний район – лівобережну).

Тваринне населення району дослідження включає понад 10 тисяч видів безхребетних, 7700 видів комах. До рідкісних безхребетних і тих, що зникають, належать 1250 видів. Фауна хребетних нараховує 384 види, риби – 51 вид, земноводні – 10 видів, плазуни – 12 видів, птахи – 253 види, ссавці – 65 видів. До видів, що зникають, та рідкісних належать 111 видів (Біологічне різноманіття..., 2009, 2013).

Сучасна фауна області представлена головним чином степовими і деякими лісовими тваринами. Із хижаків тут зустрічаються вовки (*Canis lupus L., 1758*), лисиці (*Vulpes vulpes L., 1758*), тхори (*Putorius Cuvier, 1817*), куниця лісова (*Martes martes L., 1758*) та борсуки (*Meles meles L., 1758*). Найбільш численними є гризуни: ховрах крапчастий (*Spermophilus suslicus G., 1770*) (на Правобережжі), різні миші, хом'як (*Cricetus cricetus L., 1758*), тушканчик великий (*Allactaga major Kerr, 1792*), пацюк сірий (*Rattus norvegicus B., 1769*), кріт (*Talpa europaea L.,*

1758), сліпак звичайний (*Spalax microphthalmus* Güld., 1770), заяць-русак (*Lepus europaeus* Pall., 1778).

На території Нікопольського марганцеворудного басейну налічується близько 130 видів птахів. Багато з них комахоїдні. Серед птахів типовими представниками є лунь степовий (*Circus macrourus* S. G. Gmelin, 1771), лунь болотний (*C. aeruginosus* L., 1758), кібчик (*Falco vespertinus* L., 1766), яструб. (*Accipiter* Br., 1760) та інші хижі, дрофа (*Otis* L., 1758), журавель (*Grus* Br., 1760), жайворонок (*Alauda arvensis* L., 1758), перепел (*Coturnix coturnix* L., 1758), грак (*Corvus frugilegus* L., 1758), ворона сіра (*Corvus cornix* L., 1758), ластівка (*Hirundo rustica*), горобець (*Passer domesticus* L., 1758), шпак (*Sturnus vulgaris* L., 1758). З найхарактерніших степових птахів слід назвати насамперед дрохву (*Otis* L., 1758), журавля (*Grus* Br., 1760), жайворонка (*Alauda arvensis* L., 1758), перепела (*Coturnix coturnix* L., 1758). Проте їх залишилося мало.

У плавнях Дніпра, озерах та в заростях річок і ставків водяться дикі качки, курочки водяні, чаплі. Полезахисні лісові смуги багаті на горлиць (*Streptopelia turtur* L., 1758). У заростях терну і в садах живуть солов'ї (*Luscinia* F., 1817), а грак (*Corvus frugilegus* L., 1758), ворона сіра (*Corvus cornix* L., 1758), ластівка (*Hirundo rustica*), горобець (*Passer domesticus* L., 1758), (*Sturnus vulgaris* L., 1758) – звичайні жителі Дніпропетровщини.

Плазуни представлені гадюкою степовою (*Vipera renardi* C., 1861), полозом жовтобрюхим (*Dolichophis caspius* Nagy et al., 2004) і вужем (*Natrix natrix* L., 1768). Є ящірки сіра і зелена (*Lacerta viridis* L., 1768). З амфібій слід назвати ропуху зелену (*Bufo viridis* Laur., 1768), землянку, жабу озерну (*Rana ridibundus* Pall., 1771). У річках водиться значна кількість риби.

Багато є також комах, які є шкідниками сільського господарства. Сарана перелітна (*Locusta migratoria* L., 1758), совка озима (*Agrotis segetum* Denis & Schifferrmüller, 1775), жук-кузька (*Anisoplia austriaca* H., 1783), міль яблунева (*Hyponomeuta malinellus* Z., 1838), плодожерка яблунева (*Cydia pomonella* L., 1758), квіткоїд яблуневий (*Anthonomus pomorum* L., 1758), хрущ (*Melolontha Fabricius*, 1775), вовчок звичайний (*Gryllotalpa gryllotalpa* L., 1758) і білан капустяний (*Pieris brassicae* L., 1758) – такий далеко не повний перелік шкідників сільськогосподарських культур (Біологічне різноманіття..., 2009, 2013).

У розділі наведено коротку фізико-географічну характеристику Нікопольського району Дніпропетровської області, де проводились дослідження. Розділ включає опис кліматичних особливостей регіону, ґрунтового покриття, представників рослинного та тваринного світу,

геоморфологію, гідрографію і водні ресурси. Встановлені основні ґрунти району, а саме: чорноземи південні малогумусні важкосуглинністі та легкосуглинністі повнопрофільні та еродовані на лесах. Наведена морфологічна характеристика ґрунтів у двох контрольних точках: на староорних землях та природній степовій ділянці. За геоботанічним районуванням Нікопольський район належить до зони справжнього степу, перехідної смуги від дерновинно-злакової багаторізотравної до дерновинно-злакової біднорізотравної рослинності. У зоогеографічному плані територія Дніпропетровщини належить до складу степового зоогеографічного округу, Основними кліматичними особливостями є невелика кількість опадів, велика кількість тепла та світла в період вегетації рослин. Часта відсутність снігового покриву і різкі зміни температури повітря взимку можуть сприяти утворенню льодової кірки, яка часто є однією з основних причин пошкодження та загибелі посівів озимих і багаторічних культур.

РОЗДІЛ 3. МЕТОДИ ПРОВЕДЕННЯ ДОСЛІДЖЕНЬ

Дослідження проводились на техноземах чотирьох типів науково-дослідного стаціонару Дніпровського державного аграрно-економічного університету, який був створений на зовнішньому відвалі Запорізького марганцеворудного кар'єру в Нікопольському районі Дніпропетровської області поблизу м. Покров.

Технічний етап рекультивації проводився в період з 1968 по 1970 рр. Спочатку площа зовнішнього відвалу була вирівняна екскаваторами та відсипана розкритими породами: лесоподібними суглинками, сумішшю червоно-бурих глин та суглинків та сіро-зеленими мергелястими глинами.

Спеціальна схема для створення дослідних полів була розроблена співробітниками кафедри ґрунтознавства Дніпропетровського сільськогосподарського інституту (нині ДДАЕУ). Технічні роботи зі створення дослідних полів здійснювались Покровським ГЗК. Породи, що завозились для створення дослідних полів, селективно відбиралися з надрудної товщі Запорізького марганцеворудного кар'єру. Лесоподібні суглинки відбиралися із верхнього незасоленого і слабкозасоленого ярусів із глибини 1–5 м від поверхні. Червоно-бурі глини відбиралися з глибини 7–12 м, сіро-зелені глини з глибини 12–47 м від поверхні. Товщина привезених і відсипаних порід доводилася до 1,5–2 м.

Після усадок в осінньо-зимовий період влітку 1969 р. було проведено повторне планування бульдозерами та скреперами, а восени 1969 р. на дослідних ділянках була відсипана ґрунтова маса трьома шарами, що послідовно нарастають: 30, 50 і 70 см.

Загальна площа дослідної ділянки з покриттям родючим шаром ґрунту та без покриття родючим шаром ґрунту становить 2,4 га. Технічний етап рекультиваційних робіт завершився в 1972 р.

Наші дослідження проводились на експериментальній ділянці загальною площею 6,7 га, яка об'єднує такі моделі техноземів:

1) Лесоподібні суглинки потужністю 2 м, нанесені на технічну суміш червоно-бурих глин та суглинків без покриття їх родючим

шаром зонального ґрунту загальною площею 2 га. У сільськогосподарському освоєнні з 1973 р.

2) Технічна суміш червоно-бурих глин та суглинків без покриття родючим шаром чорнозему загальною площею 1 га. У сільськогосподарському освоєнні з 1971 р.

3) Сіро-зелені мергелясті глини потужністю 2 м без покриття родючим шаром чорнозему, загальною площею 1 га. У сільськогосподарському освоєнні з 1971 р.

4) Сімдесят-сантиметровий шар чорнозему південного (горизонти Н та Нр), нанесений на технічну суміш лесоподібних і червоно-бурих суглинків, загальна площа моделі – 2,7 га. У сільськогосподарському освоєнні з 1973 р. Загальна схема дослідного поля та окремих моделей техноземів показана на рис. 3.1.

У базових моделях техноземів тривалий час (1992–2008 рр.) проводилися польові дослідження з багаторічними полікомпонентними агрофітоценозами: дослідними бобовими культурами були люцерна посівна (*Medicago sativa* L.), еспарцет піщаний (*Onobrychis arenaria* (Kit.) DC), буркун білий (*Melilotus albus* Medik), злаковими компонентами – стоколос безостий (*Bromopsis inermis* (Leys.) J. Et Presl.) та райґрас високий (*Arrhenatherum elatius* (L.) J. Et Presl.).

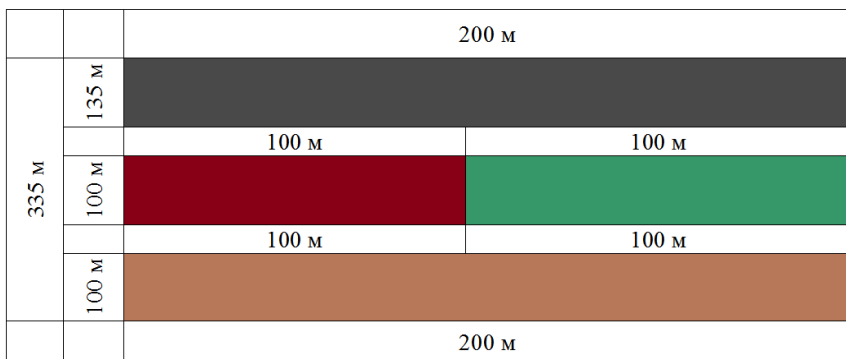


Рис. 3.1. Схема дослідного поля з базовими моделями техноземів за тривалого сільськогосподарського використання

- Сімдесят сантиметровий шар чорнозему південного (горизонти Н та Нр) нанесений на технічну суміш лесоподібних і червоно-бурих суглинків
- Технічна суміш червоно-бурих глин та суглинків без покриття родючим шаром чорнозему
- Сіро-зелені мергелясті глини потужністю 2 м без покриття родючим шаром чорнозему
- Лесоподібні суглинки потужністю 2 м, нанесені на технічну суміш червоно-бурих глин та суглинків без покриття їх родючим шаром зонального ґрунту

Після тривалого періоду польових досліджень розпочався період самозаростання, який триває і досі. Вплив едафічних факторів та взаємодія всередині рослинних угруповань зумовили формування рослинного покриву, який представлений двома основними асоціаціями: злаковою перевагою стоколосу безостого (*Bromopsis inermis* (Leyss.) Holub) та бобовою з перевагою буркуна жовтого (*Melilotus officinalis* (L.) Desr.). Загалом на науково-дослідному стаціонарі виявлено 51 вид трав'янистих рослин, серед яких часто зустрічаються скереда покрівельна (*Crepis tectorum* L.), суріпиця звичайна (*Barbarea vulgaris* W. T. Aiton typustypus), люцерна хмелевидна (*Medicago lupulina* L.), берізка польова (*Convolvulus arvensis* L.), пирій повзучий (*Elymus repens* (L.) Gould), вика мишачий горошок (*Vicia cracca* L.).

3.1. Методика проведення мікроморфологічних досліджень

Для визначення мікроморфологічних властивостей техноземів на дослідній ділянці були закладені ґрунтові розрізи та проведено їх морфологічний опис. У процесі опису профілю для визначення кольору порід використовувалася шкала О. С. Бондарцева (1954). Номенклатура ґрунтових розрізів складена згідно з І. А. Соколовським (1965). Зразки для дослідження відповідно до методики Е. І. Гагаріної (2004) відбирались пошарово з центральної частини шару технозему. Зразки в непорушеному стані являли собою моноліти розміром 9×12 см².

Виготовлення шліфів виконувалось за загальноприйнятим методом, розробленим Е. Ф. Мочаловою (1956). Розшифрування мікроморфологічної організації ґрунтів проводилося за загально прийнятою схемою О. І. Парфьонової та К. А. Ярилової (1977).

З відібраного великого моноліту береться невеликий шматок (рис. 3.2), що дорівнює за шириною предметному склу і має приблизно 1/3 його довжини. Проварюється та шліфується одна сторона для наклеювання до предметного скла (рис. 3.3). Залежно від ґрунту може бути 4–7 проварок, на початку шліфується крупним абразивом, потім абразив зменшують. Підготовлений моноліт клеїться на предметне скло (рис. 3.4). З предметного скла вишліфовується спочатку крупним абразивом, зі зменшенням товщини використовується менший абразив. Після доведення до потрібної товщини наклеюється покривне скло (рис. 3.5). Дослідження мікроморфологічного стану ґрунтів проводиться за допомогою бінокулярного мікроскопа МБІ-15У.



Рис. 3.2. Зразок ґрунту для аналізу



Рис. 3.3. Підготовка ґрунту до проварювання

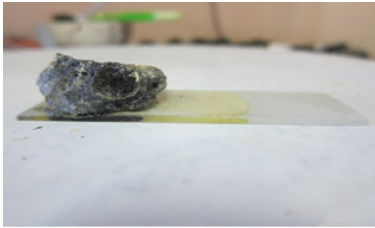


Рис. 3.4. Підготовка ґрунту до шліфування

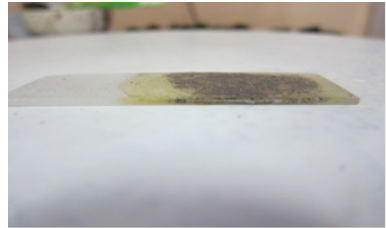


Рис. 3.5. Готовий шліф ґрунту

3.2. Методика визначення гранулометричного складу ґрунту

Гранулометричний склад техноземів визначали в лабораторії гідроекології та екологічного ґрунтознавства ДДАЕУ методом піпетки за ваговим вмістом у них часток різної величини, виражених у відсотках щодо ваги сухої проби технозему, взятої для аналізу (ДСТУ Б.В. 2.1–19:2009). Метод піпетки складається з двох етапів: 1 етап – підготовка зразка до аналізу та 2 етап – виділення окремих фракцій із визначенням вагової (процентної) кількості фракцій гранулометричних елементів. Висушені до повітряно-сухого стану зразки розтирають у порцеляновій ступці товкачиком із гумовим наконечником. Просіюють через сито з отвором 1 мм. Надалі зразок обробляють слабким розчином HCl до повного витіснення увібраних катіонів Ca^{2+} і Mg^{2+} та руйнування ґрунтових агрегатів до стану роздільних гранулометричних елементів. З метою остаточного руйнування агрегатів проводять кип'ятіння в присутності луґу.

Величину втрат ґрунту від обробки HCl розраховують за формулою:

$$M = \frac{a + b - c}{a} \cdot 100 \quad (3.1)$$

де: **M** – втрата ґрунту від обробки HCl, %; **a** – маса абсолютно-сухого ґрунту, взятого для аналізу, г; **b** – маса фільтра, г; **c** – маса фільтра з ґрунтом після сушки, г; **100** – для розрахунку в процентах.

Надалі для визначення кількості гранулометричних елементів дрібніше 0,05 мм охолоджену суспензію крізь сито з отвором 0,25 мм переносять у циліндри та проводять відбір піпеткою Робінзона відповідно до методики. Процентний вміст частинок із розміром від 1 до 0,25 мм у взятій для аналізу наважці визначають за формулою:

$$P = \frac{b \cdot KГ}{c} \cdot 100 \quad (3.2)$$

де **P** – кількість крупного і середнього піску, %; **b** – вага частинок, що залишились на ситі, г; **c** – наважка ґрунту, що взята для аналізу, г; **KГ** – коефіцієнт гігроскопічності; **100** – коефіцієнт перерахунку в проценти.

Кількість фракцій дрібніше 0,05 мм у процентах розраховується за формулою:

$$X = \frac{500 \cdot 100 \cdot a \cdot KГ}{b \cdot c} \quad (3.3)$$

де **X** – кількість фракції, %; **500** – об'єм циліндра, мл; **100** – коефіцієнт для переведення в проценти; **a** – вага фракції гранулометричних елементів, г; **KГ** – коефіцієнт гігроскопічності; **b** – об'єм піпетки, мл; **c** – наважка ґрунту, що взята для аналізу, г.

3.3. Методика визначення вмісту гумусу

Визначення вмісту гумусу проводили в лабораторії гідроекології та екологічного ґрунтознавства ДДАЕУ об'ємним хромовим методом І. В. Тюріна, суть якого полягає в окисленні гумусу титрованим розчином хромової кислоти й титриметричним визначенням невикористаного залишку останньої. Зразок у повітряно-сухому стані просіюють через сито з отвором 0,25 мм, переносять у колбу і додають розчин двохромовокислого калію ($K_2Cr_2O_7$). Після чого колбу нагрівають, доводячи до кипіння. Після кип'ятіння колбу з розчином охолоджують, доливають дистильовану воду, додають 10 крапель дифеніламіну, титрують 0,2 н розчином солі Мору до зміни кольору. Кількість гумусу в зразках встановлюють розрахунковим методом за формулою:

$$Г = \frac{(a - б) \cdot 0,0010362 \cdot 100 \cdot КГ}{c} \quad (3.4)$$

де: **Г** – вміст гумусу у відсотках на абсолютно сухий ґрунт; **а** – кількість солі Мору, витраченої на холосте титрування; **б** – кількість солі Мору, витраченої на титрування залишку двоххромовокислого калію; **100** – коефіцієнт перерахунку на 100 г ґрунту; **КГ** – коефіцієнт гігроскопічності; **с** – наважка ґрунту, г.

3.4. Методика визначення щільності ґрунту

Щільність ґрунту визначали відповідно до ДСТУ Б.В. 2.1–21:2009 – вимірювання об'єму зразка ґрунту проводили за допомогою сипучих речовин. На поверхню шару ґрунту, що випробовувалась, помістили лист основи та закріпили його, щоб унеможливити його зміщення. Під круглим отвором листа викопали лунку з приблизно вертикальними стінками так, щоб уникнути порушення природного складу ґрунту. Зразок ґрунту при цьому відбирали буром. Вагу зразка визначають зважуванням, а об'єм – заповненням порожнечі, що утворилась після взяття зразка, сипучою речовиною. Масу одиниці об'єму абсолютно сухого ґрунту розраховували за формулою:

$$d_v = P/V \quad (3.5)$$

де: **d_v** – щільність ґрунту, г/см³; **P** – маса абсолютно сухого ґрунту непорушеного складу в певному об'ємі, г; **V** – об'єм ґрунту, см³.

3.5. Методика визначення щільності твердої фази ґрунту

Щільність твердої фази ґрунту визначали пікнометричним методом, запропонованим О.Ф. Вадюдіною та З.О. Корчагіною (1986). Відповідно до цієї методики визначення щільності твердої фази ґрунту визначають в кілька етапів. На першому етапі визначають об'єм пікнометру за формулою:

$$V = (a_1 - a)/D \quad (3.6)$$

де: **V** – об'єм пікнометру в см³; **a₁** – вага пікнометру з дистильованою водою; **a** – вага сухого пікнометра; **D** – щільність води цієї температури.

Після визначення об'єму пікнометра в нього поміщають наважку ґрунту і зважують на аналітичних вагах. Після цього додають дис-

тильовану воду таким чином, щоб пікнометр був заповнений на 1/2 свого об'єму. Задля видалення повітря пікнометр із ґрунтом та водою кип'ятять протягом години. Потім пікнометр охолоджують, доливають дистильовану воду до повного об'єму та зважують. Щільність твердої розраховують за формулою:

$$d = \frac{p_1 \cdot 100}{(100 + W_r) \cdot V} = \frac{p}{V} \quad (3.7)$$

де: d – щільність твердої фази ґрунту, p_1 – вага повітряно-сухого ґрунту в пікнометрі, г; p – вага повітряно-сухого ґрунту, г; V – об'єм ґрунту в пікнометрі, см³; W_r – вологість зразка ґрунту, %.

3.6. Методика визначення загальної пористості та шпаруватості аерації

Розрахунок загальної пористості проводили за формулою:

$$P_{заг.} = \left(1 - \frac{d}{D}\right) \cdot 100 \quad (3.8)$$

де: $P_{заг.}$ – загальна пористість, %; d – щільність ґрунту, г/см³; D – щільність твердої фази ґрунту, г/см³. Виражається пористість у процентах до сумарного об'єму твердої фази та об'єму всіх проміжків (капілярних і некапілярних). За одиницю приймають загальний об'єм ґрунту разом із проміжками.

Шпаруватість аерації визначали як сумарний об'єм пор, які заповнені повітрям в одиниці об'єму, за формулою:

$$P_{аер.} = P_{заг.} - (d \cdot x) \quad (3.9)$$

де: $P_{аер.}$ – шпаруватість аерації, %; d – щільність ґрунту, г/см³; x – вологість ґрунту.

3.7. Методика визначення фосфатазної активності

Активність фосфатази визначали за методикою А. Ш. Галстяна в модифікації Ф.Х. Хазієва. Наважку 1 г повітряно-сухого ґрунту переносили в мірну колбу ємністю 50 мл і заливали 1 мл 1%-ного розчину фенолфталеїнофосфату натрію. Суспензію добре перемішували і залишали в термостаті на одну годину при 30°С. Після інкубації в колбу доливали 0,1%-ний розчин сірчано-кислого калію до мітки, ретельно

сколочували та центрифугували протягом 20 хвилин зі швидкістю 6000 об./хв. або фільтрували через плоский фільтр. У хімічну склянку набирали 20 мл фільтрату і додавали 5 мл 10 %-ного розчину аміаку. Розчин, забарвлений у рожевий колір, колориметрували на фотоелектрокалориметрі із синім світлофільтром, використовуючи кювети на 30 мм. Кількість фенолфталеїну, що відповідає взятому обсягу фільтрату, знаходили за стандартною кривою, яка складена з чистим фенолфталеїном. Активність фосфатази виражали в міліграмах фенолфталеїну на 1 г ґрунту за 1 год., для чого кількість фенолфталеїну, знайденого за калібрувальною кривою множили на 1,25.

Розрахунки виконували з використанням базового пакета прикладних програм статистичної обробки даних «STATISTICA 6», Microsoft Excel 2010.

РОЗДІЛ 4. МАКРО- ТА МІКРОМОРФОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНІЗАЦІЇ ДЕРНОВО-ЛІТОГЕННИХ ҐРУНТІВ НА ЛЕСОПОДІБНИХ СУГЛИНКАХ

Модель (конструкція) технозему, що представлена дерново-літогенними ґрунтами на лесоподібному суглинку (ЛС), яка досліджувалась, була сформована техногенною сумішшю лесоподібних відкладів товщиною близько 2 м без покриття гумусованим шаром зонального ґрунту протягом 1968–1970 рр. Загальна площа – 2 га, в сільськогосподарському освоєнні з 1973 р.

У представленій моделі технозему тривалий час (1992–2008 рр.) проводилися польові дослідження з багаторічними полікомпонентними агрофітоценозами: дослідними бобовими культурами були люцерна посівна (*Medicago sativa* L.), еспарцет піщаний (*Onobrychis arenaria* (Kit.) DC), буркун білий (*Melilotus albus* Medic.); злакові компоненти – стоколос безостий (*Bromopsis inermis* (Leyss.), житняк вузькоколосий (*Agropyron desertorum* Schult.) та райграс високий (*Arrhenatherum elatius* (L.) J. Et Presl). Після тривалого періоду польових досліджень розпочався період самозаростання, який триває і досі. Встановлено, що рослинний покрив дерново-літогенних ґрунтів на лесоподібних суглинках представлений двома основними асоціаціями: злаковою з перевагою стоколосу безостого (*Bromopsis inermis* (Leyss.) Holub) та бобовою з перевагою буркуна жовтого (*Melilotus officinalis* (L.) Desr.). Загалом виявлено 31 вид трав'янистих рослин, серед яких часто зустрічаються скереда покривельна (*Crepis tectorum* L.), суріпиця звичайна (*Barbarea vulgaris* W. T. Aitontypustypus), люцерна хмелевидна (*Medicago lupulina* L.), берізка польова (*Convolvulus arvensis* L.), пирій повзучий (*Elymus repens* (L.) Gould), вика мишачий горошок (*Vicia cracca* L.) (Біологічне різноманіття..., 2009, 2013).

Морфологічна будова розрізу технозему (ЛС)

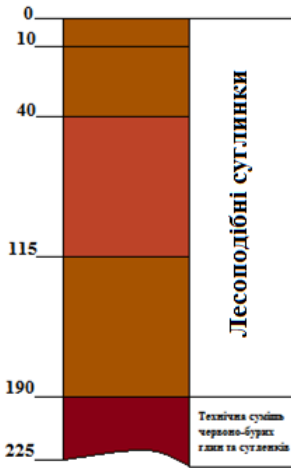


Рис. 4.1 Схема морфологічної будови розрізу ЛС

P_1 kt 0–10 см: Темно-коричневий суглинок зі слабо вираженою пилювато-дрібно-грудкуватою структурою, рихлий, пронизаний коріннями трав. Однорідний за забарвленням і складом по всьому профілю. Скипання бурхливе. Перехід слабо помітний за збільшенням щільності.

P_2 kt 10–40 см: Темно-коричневий суглинок, щільний, слабо оструктурений, однорідний по всьому профілю за складенням і за кольором, фрагментами незначні включення гумусованого ґрунту і білозірки. Кореневих домішок мало (тонкі колосоподібні). Незначна тріщинуватість. Бурхливе скипання. Перехід за зміною кольору.

P_3 kt 40–115 см: Червоно-бурий суглинок пилювато-дрібнозернистої структури. Значна пістрявість зумовлена механічними домішками ясно-сірої глини, більш темної палево-сірої безструктурної глини. Корені товщиною до 4 мм орієнтовані вертикально в шарі від 38 до 140 см. Скипання бурхливе. Перехід чіткий за зміною кольору.

P_4 kt 115–190 см: Темно-коричнева до червоно-бурої глини, щільна, масна на дотик, слабо оструктурена, рівномірно забарвлена без вираженої пістрявості; в нижній частині з'являються механічні домішки оглеєного гумусованого ґрунту. Бурхливе скипання. Перехід чіткий за зміною кольору. Коренів немає.

Фізичні, фізико-хімічні та водні властивості порід перш за все тісно пов'язані з гранулометричним складом. Водночас для утворення структурних елементів та агрегатів особливе значення має мулиста фракція. Результати визначення гранулометричного складу дерново-літогенних ґрунтів на лесоподібних суглинках наведено в таблиці 4.1, а профільний розподіл гранулометричних елементів наведено на рисунку 4.2. За результатами аналізу було встановлено переважання мулистої фракції. Її вміст коливається від 59,38% в шарі P_3 kt до 81,20% в шарі P_2 kt. Значні втрати від обробітку HCl, які коливаються від 22,30% до 43,06% зумовлені значним вмістом карбонатів.

Таблиця 4.1

Гранулометричний склад дерново-літогенних ґрунтів на лесоподібних суглинках

Гори-зонт	Шар ґрунту, см	Фракції механічних елементів (мм), %							Втрати від НСІ %
		1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001	<0,01	
P ₁ kt	0-10	0,62	3,44	12,36	4,12	16,48	62,98	83,58	42,38
P ₂ kt	10-40	0,41	1,91	8,24	4,12	4,12	81,20	89,44	31,76
P ₃ kt	40-115	0,82	2,72	20,60	4,12	12,36	59,38	75,86	22,30
P ₄ kt	115-190	0,41	2,97	8,24	4,12	12,36	71,90	88,38	43,06

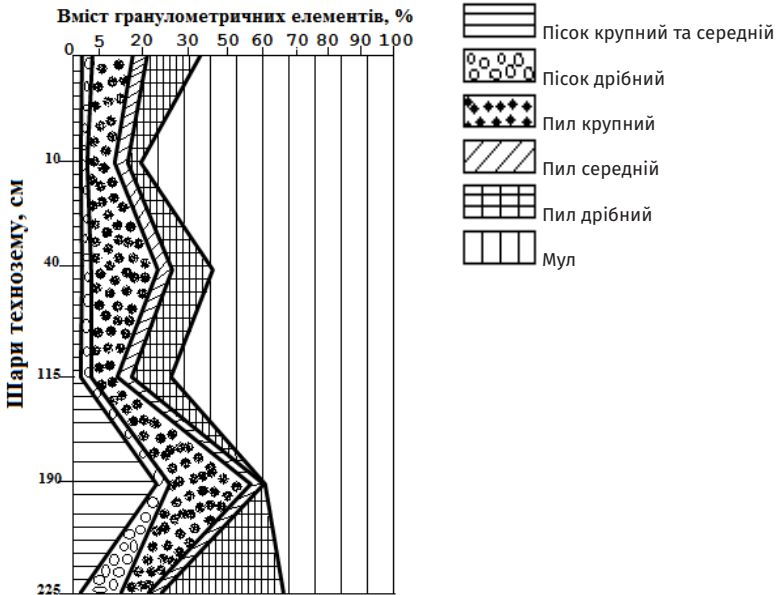


Рис. 4.2. Зображення профільного розподілу гранулометричного складу дерново-літогенних ґрунтів на лесоподібних суглинках

За результатами визначення вмісту гумусу в техноземах, представлених дерново-літогенними ґрунтами на лесоподібних суглинках, встановлено, що техноземи належать до малогумусних. Розподіл вмісту гумусу за профілем наведено на рисунку 4.3.

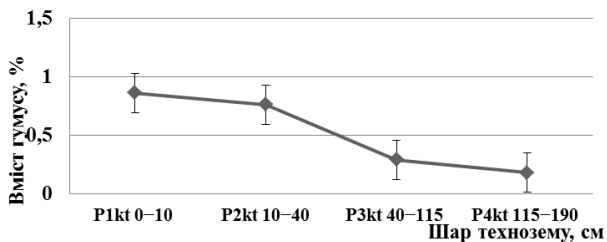


Рис. 4.3. Профільний розподіл вмісту гумусу в технозомах, представлених дерново-літогенними ґрунтами на лесоподібних суглинках

Одним із важливих показників, що характеризують продуктивність ґрунтів, є ферментативна активність. Досліджуваний нами фермент належить до класу гідролаз, які відіграють істотну роль у гідролітичному розщепленні органічних речовин, збагачуючи ґрунт доступними для рослин поживними елементами. Фосфатаза бере участь у розкладанні фосфорної кислоти та мобілізації доступного рослинам фосфору. Експериментальні дані про зміни активності фосфатази у профілі ЛС представлені на рисунку 4.4.

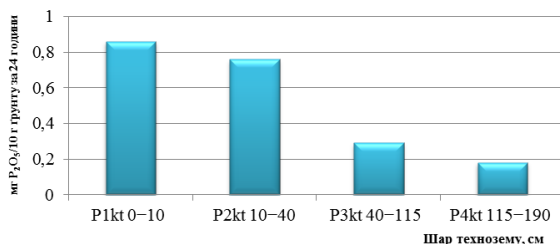


Рис. 4.4. Активність фосфатази у профілі дерново-літогенних ґрунтів на лесоподібних суглинках

Найбільша активність цього ферменту спостерігається у верхніх шарах розрізу, найменша у нижніх із різким спадом приблизно вдвічі на глибині 40 см (Чорна В.І. та ін., 2018).

У процесі дослідження фізичних та повітряних властивостей дерново-літогенних ґрунтів на лесоподібних суглинках було встановлено, що щільність по шарах коливається в межах від 1,13 г/см³ до 1,33 г/см³, збільшуючись углиб профілю (рис. 4.5.а).

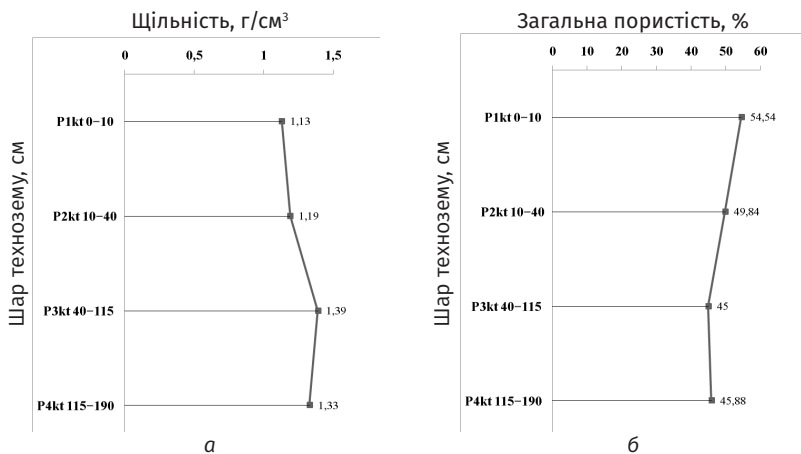


Рис. 4.5. Профільний розподіл щільності (а) та загальної пористості (б) в техноземах, представлених дерново-літогенними ґрунтами на лесоподібних суглинках

З ущільненням технозему, а також зі зменшенням дії кореневої системи рослин зменшується і загальна пористість, коливаючись у межах від 54,54 у верхньому шарі P₁kt до 45,88 в шарі P₄t (рис. 4.5.б).

Тенденція зменшення по профілю прослідковується й у показників щільності твердої фази та шпаруватості аерації дерново-літогенних ґрунтів на лесоподібних суглинках (рис. 4.6).

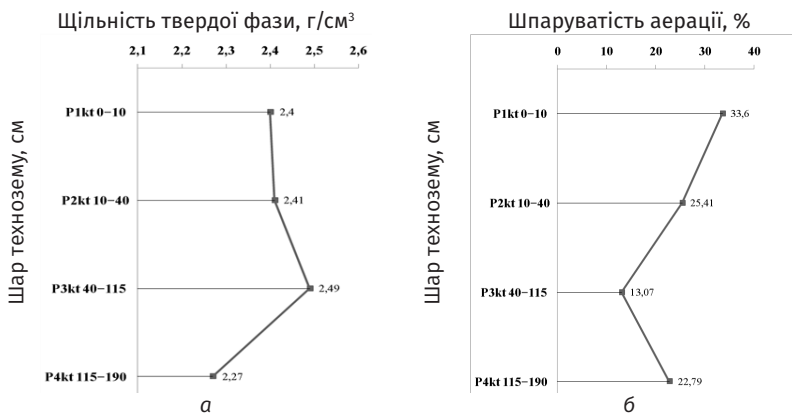
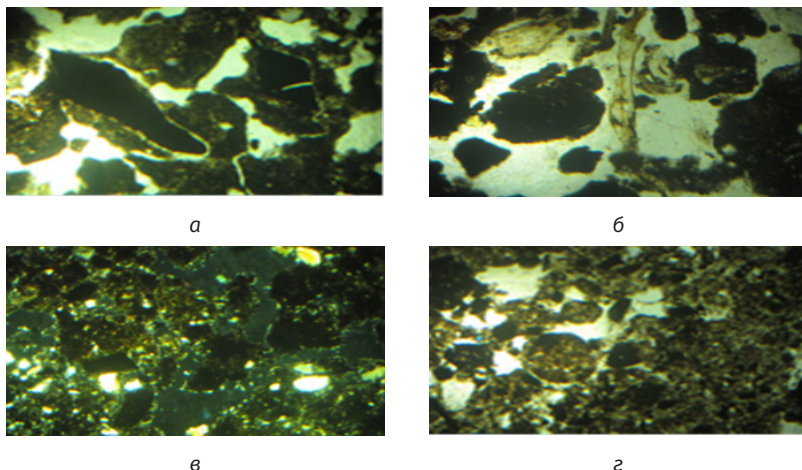


Рис. 4.6. Профільний розподіл щільності твердої фази (а) та шпаруватості аерації (б) в техноземах, представлених дерново-літогенними ґрунтами на лесоподібних суглинках

Мікроморфологічна будова розрізу технозему (ЛС)

P_1 kt 0–10 см. Забарвлення шару темне, що зумовлене вмістом гумусу. Добре агрегований і пористий шар. Елементарний мікроустрій пилювато-плазмовий. Зерна скелета добре відсортовані, основну масу становить пилювата фракція. Відсоткове співвідношення мінеральної частини 20%. Середні та великі за розмірами мінерали не представлені. У деяких мікрорезонах спостерігається орієнтація порова або смугаста. Форма зерен в основному близька до сферичної, характерна хороша окатаність зерен. Плазма карбонатно-гумусо-глиниста. Карбонатна частина представлена дрібнозернистим кальцитом. Гумусна частина являє собою чорний гумус, який доволі однорідно насичує матеріал основи, і гумони неоднорідно розсіяні в площині шліфа (рис. 4.7.а). Глиниста частина – з двозаломленням, неорієнтована, маскується гумусом. Органічна речовина представлена чорним гумусом, розсіяними в площині шліфа гумонами і вуглеподібними частками. Рослинні рештки трапляються нечасто, зі слідами розкладання та свіжими зрізами. Мікроскладення шару пухке, представлене здебільшого міжагрегатними пустотами. Шар добре агрегований, мікроагрегати біогенного походження. Поблизу деяких рослинних решток є викиди фітокліщів. Форма і розмір мікроагрегатів значно варіюється (рис. 4.7.б).

P_2 kt 10–40 см. Щільніший за попередній шар, поровий простір займає значно менший простір, неоднорідно забарвлений гумусом. Елементарний мікроустрій пилювато-плазмовий. Зерна скелета добре відсортовані, основну масу становить пилювата фракція (рис. 4.7.в). Відсоткове співвідношення мінеральної частини 40%. Плазма карбонатно-гумусо-глиниста. Карбонатна частина представлена дрібнозернистим кальцитом. Гумусна частина представлена чорним гумусом, який неоднорідно, плямисто промочує матеріал основи, та гумонами й вуглеподібними частками, нерівномірно розташованими в площині шліфа. Глиниста частина – з двозаломленням, неорієнтована, інколи маскується гумусом. Органічна речовина представлена чорним гумусом, розсіяними в площині шліфа гумонами та вуглеподібними частками. Рослинні рештки трапляються нечасто, представлені залишками зі слідами розкладання та свіжими зрізами. Мікроскладення шару порове, в деяких мікрорезонах пухке (рис. 4.7.г).



**Рис. 4.7. Мікроморфологічні особливості горизонтів
 P_1 kt 0–10 см та P_2 kt 10–40 см**
**а – гумусні частки в ґрунтовій масі X 60 нік ||; б – мікроагрегати
біогенного походження X 60 нік ||; в – зерна мінералів, орієнтовані
по краях мікроагрегатів X 60 нік ||; г – різні за розміром частки
в ґрунтовому матеріалі X 100 нік ||**

Шар гірше оструктурений за попередній. Мікроагрегати в основному прості, за формою – близькі до сферичної, мають біогенне походження.

P_3 kt 40–115 см. У горизонті збільшується частка порового простору. Забарвлення неоднорідне. Наявні включення світлих карбонатних утворень різної величини. Елементарний мікроустрій піщано-пилувато-плазмовий. Зерна скелета представлені великими карбонатними включеннями та пилуватою фракцією. Відсоткове співвідношення мінеральної частини 10%. У деяких мікрозонах спостерігається орієнтація пилуватої фракції мінералів по стінках пор. Для деяких карбонатних утворень характерний плавний перехід у мікрозони дрібнозернистого кальциту. Плазма глинисто-залізисто-карбонатна. Глиниста частина з двозаломленням, орієнтована порово, вкриває деякі мікроагрегати. Залізиста частина плазми представлена мікрозонами світло-бурого кольору (рис. 4.8.а), розташована в площині нерівномірно, окремими невеликими за розмірами плямами, забарвлює доволі значні площі, інколи може бути орієнтована в порах та по мікроагрегатах. Карбонатна частина представлена дрібнозернистим кальцитом та щільними, без заломлення карбонатними утвореннями.

Мікроустрій горизонту пухкий та поровий. Стінки пор інколи вкриті глинистими і залістими кутанами, скелетанами та дрібнозернистим кальцитом (рис. 4.8.б). Агрегований горизонт, мікроагрегати коагуляційного походження.

P_4 kt 115–190 см. Більш однорідно забарвлений горизонт чорного кольору. Щільніший за попередній горизонт. Елементарний мікроустрій пилувато-плазмовий. Скелет представлений пилуватою фракцією мінеральних зерен. Відсоткове співвідношення мінеральної частини 30%. Плазма гумусо-карбонатно-глиниста. Гумусна частина представлена чорним гумусом, дрібними округлими гумонами, рівномірно розсіяними в площі шліфа, та вуглеподібними частками. Карбонатна частина плазми представлена дрібнозернистим кальцитом та рівномірно насичує матеріал основи (рис. 4.8.в). Глиниста частина з двозаломленням, іноді маскується гумусом. Органічна речовина представлена чорним гумусом, гумонами та вуглеподібними частками. Гумони дрібні, насичують матеріал основи рівномірно. Вуглеподібні частки неправильної форми, їх кількість невелика, знаходяться в основному в порах. Мікроустрій – поровий. Поровий простір здебільшого представлений каналоподібними та округлими замкненими порами. Стінки пор в окремих випадках вистелені скелетанами. Горизонт погано агрегований, мікроагрегати невеликі і прості (рис. 4.8.г).

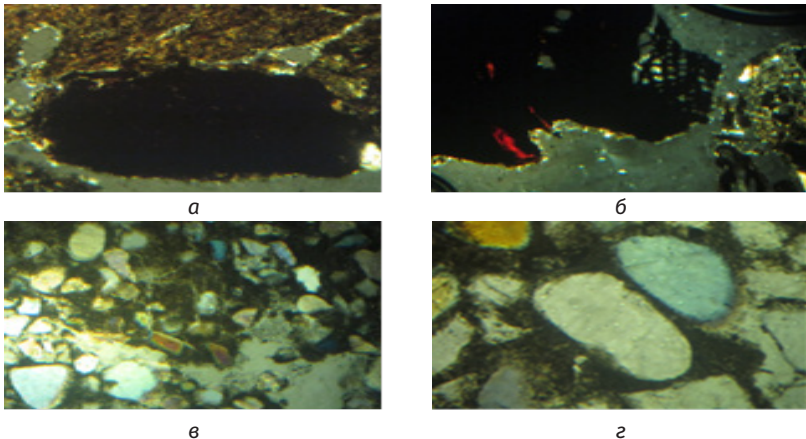


Рис. 4.8. Мікроморфологічні особливості горизонтів

P_3 kt 40–115 см та P_4 kt 115–190 см

а – вугільна частка, вкрита рухомою плазмою X 60 нік ||; б – пилувато-глиниста кутана, яка покриває пору X 60 нік ||; в – щільно розміщені зерна скелета X 60 нік ||; г – плазма в міжскелетному просторі X 60 нік ||

Про швидкість та спрямованість процесу ґрунтотворення дерново-літогенних ґрунтів на лесоподібних суглинках свідчать такі характеристики, як тип кутан та новоутворень, мікроскладення, елементарний мікроустрій та тип плазми. За допомогою мікроморфологічної характеристики профілю дерново-літогенних ґрунтів на лесоподібних суглинках встановлено, що мікроструктура пилувато-плазмова, однорідна по всьому профілю, за винятком горизонту P_3kt 40–115 см, де вона піщано-пилувато-плазмова. Скелет у верхніх двох горизонтах (P_1kt 0–10 см та P_2kt 10–40 см) відносно однорідний. Домінує пилувата фракція. Зерна скелета горизонту P_3kt 40–115 см представлені великими карбонатними включеннями та пилуватою фракцією. Невелика кількість зерен великих мінералів та переважання пилуватої фракції вказує нам на інтенсивні процеси вивітрення. Плазма у двох верхніх горизонтах, до P_3kt 40–115 см – карбонатно-гумусо-глиниста, іноді маскується гумусом. Без орієнтування. У горизонті P_3kt 40–115 см плазма глинисто-залізисто-карбонатна, з глибиною частка гумусової плазми зменшується, а частка карбонатної плазми збільшується, орієнтована порово. З горизонту P_4kt 115–190 см плазма змінюється на карбонатно-гумусо-глинисту. Рослинні рештки зі слідами розкладання та свіжими зрізами трапляються нечасто і тільки у двох верхніх горизонтах. Мікроскладення неоднорідне за профілем, у верхньому горизонті переважає пухке, в нижніх основні типи мікроскладення – губчасте та порове. З глибиною площа порового простору зменшується. Для верхнього горизонту Pk_1t 0–10 см найбільш характерні міжагрегатні пустоти та широкі каналоподібні пори. Для наступних горизонтів найбільш характерні пори-камери, замкнені пори складної форми, каналоподібні пори та тріщини. Стінки пор горизонту Pk_3t 40–115 см інколи вкривають глинисті та залізисті кутани, скелетани та дрібнозернистий кальцит, а горизонту Pk_4t 115–190 см в окремих випадках вистилають скелетани. Найбільш агрегований верхній горизонт Pk_1t 0–10 см становлять мікроагрегати біогенного походження, за розміром мікроагрегати різні, їх форма в основному округла та складна. Горизонт Pk_3t 40–115 утворюють блоки розтріскування та мікроагрегати коагуляційного походження. Горизонт Pk_4t 115–190 см погано агрегований, мікроагрегати невеликі й прості (таблиця 4.2).

Таблиця 4.2

Основні морфологічні особливості та новоутворення дерново-літогенних ґрунтів на лесоподібних суглинках

Горизонт	Тип кутан та новоутворень	Мікроустрій	Плазма	Мікроструктура
P ₁ kt 0–10 см	Дрібнозернистий кальцит	Пухкий	Карбонатно-гумусо-глиниста	Пилувато-плазмовий
P ₂ kt 10–40 см	Дрібнозернистий кальцит	Поровий та в деяких мікронах пухкий	Карбонатно-гумусо-глиниста	Пилувато-плазмовий
P ₃ kt 40–115 см	Дрібнозернистий кальцит, глинисті та залізисті кутани	Пухкий та поровий	Глинисто-залізисто-карбонатна	Піщано-пилувато-плазмовий
P ₄ kt 115–190 см	Дрібнозернистий кальцит	Поровий	Гумусо-карбонатно-глиниста	Пилувато-плазмовий

Найбільш характерним новоутворенням для цього профілю є дрібнозернистий кальцит, який насичує матеріал основи, та його вицвіти в порах. Помічені новоутворення хомогенного походження, які з'являються внаслідок міграційного перенесення насичених карбонатами розчинів та їх швидкого випаровування. Цей тип ґрунтового профілю можна зарахувати до карбонатного профілю з розвиненою зоною міграції (Розанов Б. Г., 2004).

Таким чином, встановлено, що найбільш характерними новоутвореннями для досліджуваного профілю є дрібнозернистий кальцит, який насичує матеріал основи, та його вицвіти в порах. Цей тип новоутворень має хомогенне походження, формується внаслідок міграційного перенесення насичених карбонатами розчинів та їх швидкого випаровування. Домінування в механічному складі дерново-літогенних ґрунтів на лесоподібних суглинках пилуватої та середньої фракції, пилувато-плазмова мікроструктура, добре окатані зерна та їх згладжені кути вказують на інтенсивні процеси вивітрювання на дослідних ділянках. Хороша агрегованість верхніх гумусових горизонтів зумовлена інтенсивним впливом біогеоценотичного покриву (корені рослин та діяльність ґрунтової фауни), спостерігаються інтенсивне структуроутворення та висока шпаруватість верхніх горизонтів. З огляду на викладене профіль дерново-літогенних ґрунтів на лесоподібних суглинках можна зарахувати до карбонатного типу з розвиненою зоною міграції.

РОЗДІЛ 5. МАКРО- ТА МІКРОМОРФОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНІЗАЦІЇ ДЕРНОВО-ЛІТОГЕННИХ ҐРУНТІВ НА СІРО-ЗЕЛЕНИХ ГЛИНАХ

Модель (конструкція) технозему, представлена дерново-літогенними ґрунтами на сіро-зелених глинах (СЗГ), яка досліджувалась, була сформована техногенною сумішшю сіро-зелених мергелястих глин потужністю не менше 2 м без покриття родючим шаром чорнозему протягом 1968–1970 рр. Загальна площа моделі – 1 га. У сільськогосподарському освоєнні з 1971 року

У представленій моделі технозему тривалий час (1992–2008 рр.) проводилися польові дослідження з багаторічними полікомпонентними агрофітоценозами: дослідними бобовими культурами були люцерна посівна (*Medicago sativa* L.), еспарцет піщаний (*Onobrychis arenaria* (Kit.) DC), буркун білий (*Melilotus albus* Medic.), злаковими компонентами – стоколос безостий (*Bromopsis inermis* (Leyss.), житняк вузькоколосий (*Agropyron desertorum* Schult.) та райграс високий (*Arrhenatherum elatius* (L.) J. Et Presl). Після тривалого періоду польових досліджень розпочався період самозаростання, який триває і досі. Встановлено, що рослинний покрив дерново-літогенних ґрунтів на сіро-зелених глинах представлений двома основними асоціаціями: злаковою з перевагою стоколосу безостого (*Bromopsis inermis* (Leyss.) Holub) та бобовою з перевагою буркуна жовтого (*Melilotus officinalis* (L.) Desr.). Загалом виявлено 23 види трав'янистих рослин, серед яких часто зустрічаються скереда покривельна (*Crepis tectorum* L.), суріпиця звичайна (*Barbarea vulgaris* W. T. Aitontypustypus), люцерна хмелевидна (*Medicago lupulina* L.), берізка польова (*Convolvulus arvensis* L.), пирій повзучий (*Elymus repens* (L.) Gould), вика мишачий горошок (*Vicia cracca* L.).

Морфологічна будова розрізу технозему (СЗГ)

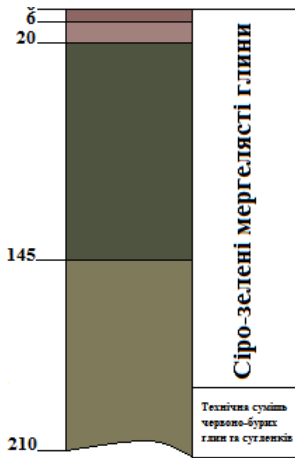


Рис. 5.1. Схема морфологічної будови розрізу СЗГ

h_1 Pkt 0–6 см: сіро-бура, середня за механічними складом глина, досить рихла, однорідна за складом по профілю, пронизана дрібними корінцями трав; за кольором вірогідна присутність гумусових сполук приблизно до 1%. Бурхливе скипання від 10% HCl. Перехід до наступного горизонту майже не помітний за підвищенням щільності і збільшенням тріщинуватості.

h_2 Pkt 6–20 см: насипна карбонатна глина, важка за гранулометричним складом зі значною домішкою білозірки і механічних домішок дрібного каміння. Колір дещо світліший, ніж у попередньому горизонті, гумусованість помітно менша. Оструктуреність майже відсутня, на підсохлих стінках значна тріщинуватість,

вертикальні досить широкі тріщини; місцями більш виражена грудкувата крупнозерниста структура, значна кількість тонких корінців трав. Бурхливе скипання по всьому профілю. Перехід до наступного горизонту за зміною кольору, чіткий.

P_3 kt 20–145 см: насипний шар сіро-зеленої глини, значно пістрявий за кольором, що зумовлено механічними сумішками щільної темно-сірої глини, дуже щільної іржаво-жовтої глини, більш світлої, майже білої безструктурної глини. Значна тріщинуватість на підсохлих стінках, по вертикальних тріщинах проходять тоненькі корені трав до глибини 60 см та зрідка до глибини 125 см, домішки білозірки та повна відсутність агрономічно-цінної структури. Бурхливо скипає, що свідчить про значний вміст $CaCO_3$. Перехід до наступного горизонту за збільшенням щільності й більш вираженою тріщинуватістю.

P_4 t 145–210 см: щільна глина, досить пістрява із переважанням ясно-сірої жовтуватої дуже щільної глини, майже безструктурна, тріщинуватість практично не виражена, деякі корені зустрічаються до глибини 155 см. Скипання незначне (менше карбонатів), фрагментарне, а на конгломератах ясно-сірої глини бурхливе.

Результати визначення гранулометричного складу дерново-літогенних ґрунтів на сіро-зелених глинах наведено в таблиці 5.1,

а профільний розподіл гранулометричних елементів наведено на рисунку 5.2. За результатами аналізу було встановлено переважання мулистої фракції. Її процентний вміст коливається від 74,52 % в шарі h_2 Pkt до 84,32 % в шарі h_1 Pkt. Значні втрати від обробітку HCl, які коливаються від 29,20 % до 70,40 %, зумовлені значним вмістом карбонатів.

Таблиця 5.1

Гранулометричний склад дерново-літогенних ґрунтів на сіро-зелених глинах

Горизонт	Фракції механічних елементів (мм), %							Втрати від HCl %
	1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001	<0,01	
h_1 Pkt (0-6)	0,62	2,70	4,12	4,12	4,12	84,32	92,56	39,00
h_2 Pkt (6-20)	0,62	4,26	4,12	4,12	12,36	74,52	91,00	29,20
P_3 kt (20-145)	0,62	0,14	4,12	4,12	8,24	82,76	95,12	70,40
P_4 t (145-210)	0,41	1,55	4,12	8,24	4,12	81,56	93,92	69,20

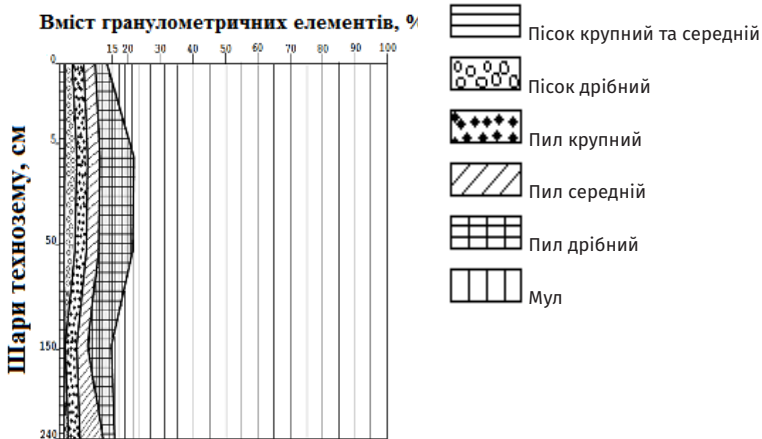


Рис. 5.2. Профільне зображення розподілу гранулометричного складу дерново-літогенних ґрунтів на сіро-зелених глинах

За результатами визначення вмісту гумусу в техноземах, представлених дерново-літогенними ґрунтами на сіро-зелених глинах, встановлено, що техноземи належать до слаборозвинених слабогумусованих. Розподіл вмісту гумусу за профілем наведено на рисунку 5.3.

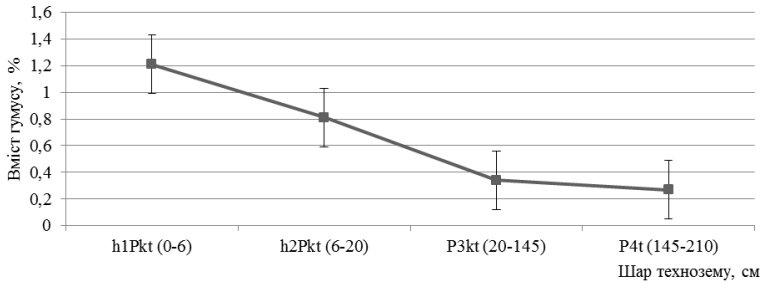


Рис. 5.3. Профільний розподіл вмісту гумусу в технозомах, представлених дерново-літогенними ґрунтами на сіро-зелених глинах

Оцінка К. А. Козлова за ступенем збагачення фосфатазою, яка коливається в межах від 1,02 до 1,4 мг P_2O_5 / 10 г ґрунту, класифікує досліджуваний технозем СЗГ як бідний (рис. 5.4).

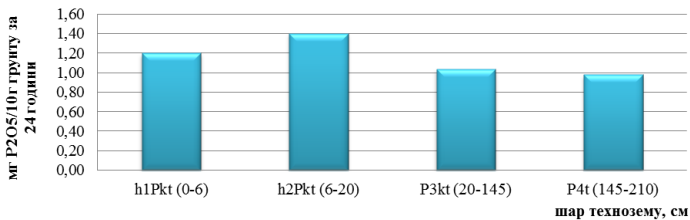


Рис. 5.4. Активність фосфатази у профілі дерново-літогенних ґрунтів на сіро-зелених глинах

Зміна щільності дерново-літогенних ґрунтів на сіро-зелених глинах за профілем наведено на рис. 5.5.a. Встановлено, що щільність коливається в межах 1,28 г/см³ до 1,36 г/см³. Також прослідковується закономірність зменшення загальної пористості вглиб профілю (рис. 5.5.б). Це пов'язано з низьким вмістом гумусу та слабкою оструктуреністю. Треба зазначити багаторічний вплив верхніх горизонтів на нижні та певну їх ущільненість.

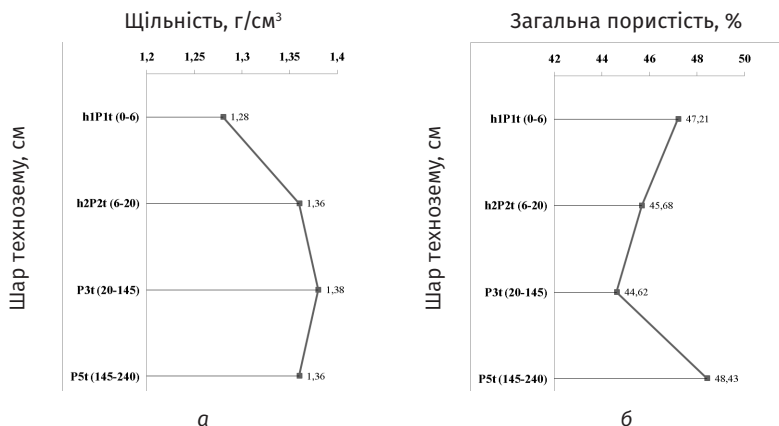


Рис. 5.5. Профільний розподіл щільності (а) та загальної пористості (б) в технозомах, представлених дерново-літогенними ґрунтами на сіро-зелених глинах

Відомо, що щільність твердої фази ґрунту залежить від характеру хімічного та мінералогічного складу ґрунтів: чим вищий вміст органічних речовин, тим нижчий показник щільності твердої фази. На основі отриманих даних прослідковується певна закономірність збільшення щільності твердої фази дерново-літогенних ґрунтів на сіро-зелених глинах за профілем (рис. 5.6.а). Зміни шпаруватості аерації по профілю наведено на рис. 5.6.б. Зменшення порового простору призводить до зменшення шпаруватості аерації з 17,64 % у верхньому шарі h₁Pkt до 11,74 % в нижньому у P₄t.

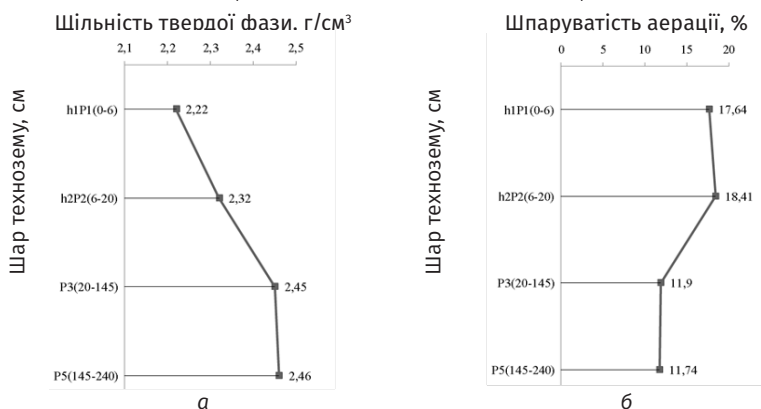


Рис. 5.6. Профільний розподіл щільності (а) та загальної пористості (б) в технозомах, представлених дерново-літогенними ґрунтами на сіро-зелених глинах

Мікроморфологічна будова розрізу технозему (СЗГ)

h₁Pkt 0–6 см: неоднорідний за кольором горизонт, пухкий. Елементарне мікроскладення – плазмово-піщане. Відсоткове співвідношення мінеральної частини становить 15%. Скелет представлений в основному великими, світлими і непрозорими карбонатними утвореннями (рис. 5.7.а), фракція середніх за розміром і дрібних зерен представлена слабо. Плазма гумусо-залізісто-глинисто-карбонатна. Гумусова частина плазми представлена невеликими гумонами та вуглеподібними частками. Залізісту частину плазми представляють гідроокиси заліза. Глиниста плазма з двозаломленням, неорієнтована. Карбонатна частина представлена дрібнозернистим кальцитом. Карбонати утворюють основу, в яку вмонтовуються інші частини плазми. Органічна речовина представлена дрібними вуглеподібними частками, здебільшого сконцентрованих у місцях розкладання коренів. Також представлені нечисленні свіжі зрізи рослин (рис. 5.7.б) та залишки зі слідами розкладання, які насичені або вкриті карбонатами. Горизонт має рихлий мікроустрій, поровий простір представлений здебільшого міжагрегатними пустотами. Агрегований горизонт. Мікроагрегати в основному округлої форми, прості.

h₂Pkt 6–20 см: неоднорідно забарвлений горизонт, рихлий. Елементарне мікроскладення – плазмово-піщане. Відсоткове співвідношення мінеральної частини становить 30%. Скелет, так як і у попередньому горизонті, представлений в основному великими, світлими і непрозорими карбонатними утвореннями, фракція середніх за розміром і дрібних зерен представлена слабо. Форма карбонатних утворень близька до округлої. Кути згладжені, деякі утворення пронизують тріщини. Плазма – гумусо-залізісто-глинисто-карбонатна. Гумусова частина плазми представлена невеликими гумонами та вуглеподібними частками, які нерівномірно розміщені в карбонатній основі (рис. 5.7.в). Залізісту частину плазми становлять гідроокиси заліза. Глиниста плазма з двозаломленням, неорієнтована. Карбонатна частина представлена дрібнозернистим кальцитом, який окантовує більшість утворень. Як і в попередньому горизонті, карбонати утворюють основу, в яку вмонтовуються інші частини плазми. Органічна речовина представлена невеликою кількістю гумонів, свіжих зрізів коренів, які знаходяться в основному в порах (рис. 5.7.г), та вугільних часток, в матеріалі основи розміщуються неоднорідно.

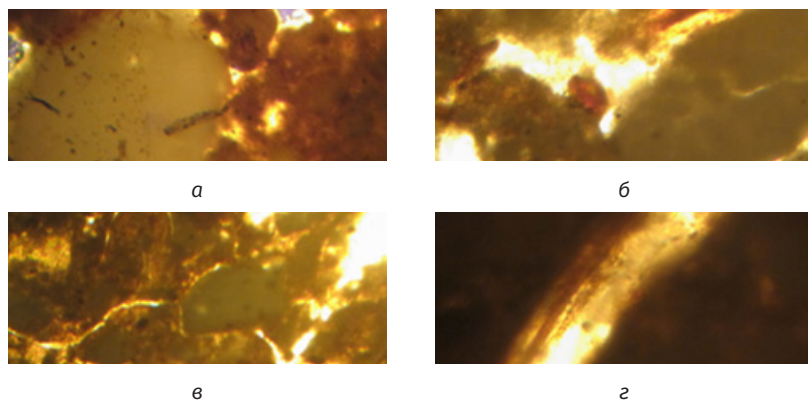


Рис. 5.7. Мікроморфологічні особливості горизонтів h_1 Pkt 0–6 см та h_2 Pkt 6–20 см

а – непрозорі карбонатні утворення X 60 нік ||; **б** – рослинні залишки на різних стадіях розкладення X 60 нік ||; **в** – органічна речовина X 60 нік ||; **г** – зріз свіжого рослинного залишку X 60 нік ||

P_3 kt 20–145 см: більш щільний горизонт, частка порового простору порівняно з попередніми значно менша. У горизонті присутня значна кількість непрозорих карбонатних утворень. Елементарне мікроскладення – плазмово-піщане. Відсоткове співвідношення мінеральної частини становить 90%. Скелет представлений більшими за розмірами від попередніх горизонтів світлими і непрозорими карбонатними утвореннями, фракція середніх за розміром і дрібних зерен представлена слабо. Форма і розмір карбонатних утворень відрізняються від попереднього горизонту. У цьому горизонті вони значно більші, мають витягнуту форму, більшість пронизують тріщини (рис. 5.8.а). Багато утворень розпалося, внаслідок чого можна спостерігати скупчення цих утворень із «пазловою» структурою. Плазма-глинисто-карбонатна. Глиниста частина плазми із двозаломленням, має порове, острівне і смугасте орієнтування. Карбонатна плазма представлена дрібнозернистим кальцитом. У площі шліфу існують різні мікрозони з дещо неоднаковим його вираженням і щільністю. Для всіх мікрозон шліфу характерне вкриття пор і структурних елементів дрібнозернистим кальцитом. Мікроустрій – поровий. Домінують пори-тріщини, незначна частка припадає на міжагрегатний простір та замкнені пори (рис. 5.8.б). Стінки пор вистелені дрібнозернистим кальцитом. Погано агрегований горизонт, мікроагрегати в основному прості, коагуляційного походження.

$P_4 t$ 145–210 см: доволі рівномірно забарвлений горизонт, щільний. Скелет представлений незначною кількістю дрібних зерен та невеликих за розміром білих, непрозорих карбонатних утворень. Плазма глинисто-карбонатна. Глиниста частина представлена вкрапленнями різної форми у дрібнозернистий кальцит (рис. 5.8.в). Карбонатна частина займає найбільшу частку і представлена дрібнозернистим кальцитом. Мікроустрій горизонту – поровий, представлений тріщинами, які утворилися внаслідок усихання матеріалу основи (рис. 5.8.г). По стінках пор, на відміну від попередніх горизонтів, не виражено переміщення дрібнозернистого кальциту. У горизонті присутні блоки розтріскування, розмір і величина яких сильно варіюються.

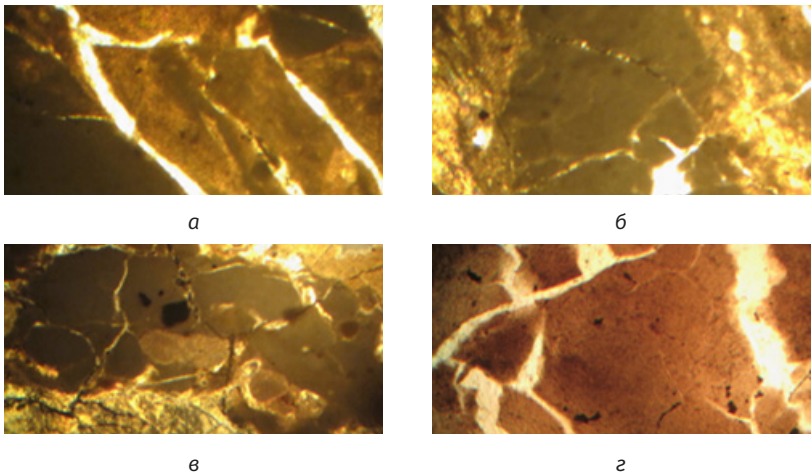


Рис. 5.8. Мікроморфологічні особливості горизонтів $P_3 kt$ 20–145 см та $P_4 t$ 145–210 см

а – карбонатні утворення прямокутної форми X 60 нік ||; б – поровий простір X 60 нік ||; в – вкраплення глинистої плазми X 60 нік ||; г – поровий простір X 60 нік ||

Мікроструктура плазмово-піщана, однорідна по всьому профілю. Скелет у верхніх горизонтах ($h_1 Pkt$ 0–6 см та $h_2 Pkt$ 6–20 см) відносно однорідний, представлений в основному великими, світлими та непрозорими карбонатними утвореннями, які збільшуються з глибиною. На відміну від попередніх горизонтів, скелет горизонту $P_4 t$ 145–210 см представлений незначною кількістю дрібних зерен та невеликих за розміром білих, непрозорих карбонатних утворень. Плазма у двох верхніх горизонтах гумусо-залізисто-глинисто-карбонатна,

у двох нижніх – глинисто-карбонатна. Без орієнтування. Мікроскладення у верхніх горизонтах рихле, в нижніх – порове. Поровий простір поступово змінюється від агрегатних пустот у верхньому горизонті (h_2P_{kt} 6–20 см) до пор тріщин у нижньому горизонті (P_4t 145–210 см). Агрегованість горизонтів також змінюється з глибиною. Горизонти h_1P_{kt} 0–6 см та h_2P_{kt} 6–20 см добре агреговані, на відміну від горизонтів P_3kt 20–145 см та P_4t 145–210 см. В основному мікроагрегати прості по всьому профілю, коагуляційного походження. Горизонт P_4t 145–210 см складений блоками розтріскування. Найбільш характерні новоутворення для цього профілю – дрібнозернистий кальцит, який насичує матеріал основи, та його вицвіти в порах.

Таблиця 5.2

Основні морфологічні особливості та новоутворення дерново-літогенних ґрунтів на сіро-зелених глинах

Горизонт	Тип кутан та новоутворень	Мікроустрій	Плазма	Мікроструктура
h_1P_{kt} 0–6 см	Дрібнозернистий кальцит	Рихлий	Гумусо-залізісто-глинисто-карбонатна	Плазмово-піщана
h_2P_{kt} 6–20 см	Дрібнозернистий кальцит	Рихлий	Гумусо-залізісто-глинисто-карбонатна	Плазмово-піщана
P_3kt 20–145 см	Дрібнозернистий кальцит	Поровий	Глинисто-карбонатна	Плазмово-піщана
P_4t 145–210 см	Дрібнозернистий кальцит	Поровий	Глинисто-карбонатна	Плазмово-піщана

У результаті мікроморфологічних досліджень встановлено, що для кожного горизонту характерне домінування карбонатів. У верхніх горизонтах, внаслідок дії кліматичних та біологічних чинників, карбонатні утворення значно менші за розмірами, кількість великих незначна. З глибиною зменшується ефект вивітрювання, тому карбонатні частки значно більші за розмірами. Органічна речовина представлена в основному тільки у верхніх горизонтах: чорним гумусом, гумонами та свіжими рослинними залишками. Відсутність проміжних стадій розкладання свіжих рослинних залишків свідчить про високу швидкість розкладання органічної речовини.

РОЗДІЛ 6. МАКРО- ТА МІКРОМОРФОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНІЗАЦІЇ ДЕРНОВО-ЛІТОГЕННИХ ҐРУНТІВ НА ЧЕРВОНО-БУРИХ ГЛИНАХ

Модель (конструкція) технозему дерново-літогенних ґрунтів на червоно-бурих глинах (ЧБГ), яка досліджувалась, представлена технічною сумішшю червоно-бурих глин та суглинків потужністю не менше 2 м без покриття родючим шаром чорнозему. Загальна площа моделі – 1 га. У сільськогосподарському освоєнні з 1971 р.

У представленій моделі технозему тривалий час (1992–2008 рр.) проводилися польові дослідження з багаторічними полікомпонентними агрофітоценозами: дослідними бобовими культурами були люцерна посівна (*Medicago sativa* L.), еспарцет піщаний (*Onobrychis arenaria* (Kit.) DC), буркун білий (*Melilotus albus* Medic.), злаковими компонентами – стоколос безостий (*Bromopsis inermis* (Leyss.), житняк вузькоколосий (*Agropyron desertorum* Schult.) та райграс високий (*Arrhenatherum elatius* (L.) J. Et Presl). Після тривалого періоду польових досліджень розпочався період самозаростання, який триває і досі. Встановлено, що рослинний покрив дерново-літогенних ґрунтів на червоно-бурих глинах представлений двома основними асоціаціями: злаковою з перевагою стоколосу безостого (*Bromopsis inermis* (Leyss.) Holub) та бобовою з перевагою буркуна жовтого (*Melilotus officinalis* (L.) Desr.). Загалом виявлено 27 видів трав'янистих рослин, серед яких часто зустрічаються скереда покрівельна (*Crepis tectorum* L.), суріпиця звичайна (*Barbarea vulgaris* W. T. Aitontypustypus), люцерна хмелевидна (*Medicago lupulina* L.), берізка польова (*Convolvulus arvensis* L.), пирій повзучий (*Elymus repens* (L.) Gould), вика мишачий горошок (*Vicia cracca* L.).

Морфологічна будова розрізу технозему (ЧБГ)

P_1 kt 0–8 см: червоно-бура глина, рівномірна по всьому профілю за кольором і складом, досить рихла, пухка із домішками зерен білозірки. Трапляються механічні домішки дрібних камінців. Густо пронизана тоненькими корінцями трав. Тріщинуватість на підсохлих стінках. Бурхливе скипання. Перехід до наступного горизонту малопомітний за збільшенням щільності.

P_2 kt 8–28 см: червоно-бура глина. Більш щільна ніж попередній горизонт. Слабо виражена пилювато-зерниста структура. Білозірка по всьому профілю. Виражена тріщинуватість, коренів менше, ніж у попередньому горизонті, багато відмерлих. Скипання бурхливе. Перехід до наступного горизонту за зміною кольору.

P_3 kt 28–96 см: червоно-бура глина, значно світліша від попереднього горизонту зі значним включенням ясно-сірої безструктурної глини та білозірки, розсипчаста, тріщинувата, окремі агрегати мають слабо виражену грудкувато-крупнозернисту структуру.

P_4 kt 96–155 см: червоно-бура безструктурна глина, світліша, ніж у попередньому горизонті з вираженою тріщинуватістю. Пістрявість незначна через механічні домішки світло-сірої глини; коренів дуже мало, здебільш відмерлих. Спостерігається значна щільність і липкість. Поодинокі вертикально-орієнтовані корені трав зустрічаються до глибини 140 см. Бурхливе скипання. Перехід до наступного горизонту чіткий за зміною кольору.

P_5 kt 155–205 см: червоно-бура глина, безструктурна, масна, слизька на дотик з важким гранулометричним складом. Виражена білозірка, значні домішки темно-сірої щільної глини. Механічні домішки гумусового ґрунту діаметром 3–4 см. Бурхливе скипання.

Результати визначення гранулометричного складу дерново-літогенних ґрунтів на червоно-бурих глинах наведено в таблиці 6.1, а профільний розподіл гранулометричних елементів наведено на рисунку 6.2. За результатами аналізу було встановлено переважання мулистій фракції. Її процентний вміст коливається від 34,88% в шарі P_5 kt до 69,84% в шарі P_1 kt. Значні втрати від обробітку HCl, які коливаються від 19,0% до 41,0%, зумовлені значним вмістом карбонатів.

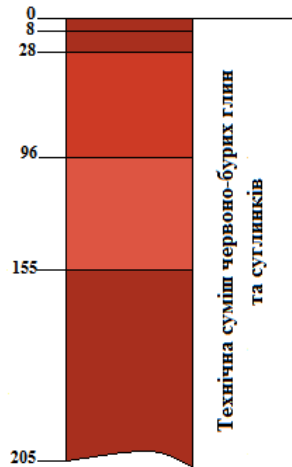


Рис. 6.1. Схема морфологічної будови розрізу ЧБГ

Таблиця 6.1

**Гранулометричний склад дерново-літогенних ґрунтів на червоно-бурих
глинах**

Горизонт	Фракції механічних елементів (мм), %							Втрати від НСІ %
	1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001	<0,01	
P ₁ kt (0-8)	1,85	3,59	12,36	8,24	4,12	69,84	82,20	41,00
P ₂ kt (8-28)	1,65	20,79	4,12	20,60	4,12	48,72	73,44	24,00
P ₃ kt (28-96)	0,82	32,46	4,12	4,12	16,48	42,00	62,60	21,40
P ₅ kt (96-155)	0,41	23,51	12,36	12,36	16,48	34,88	63,72	18,40

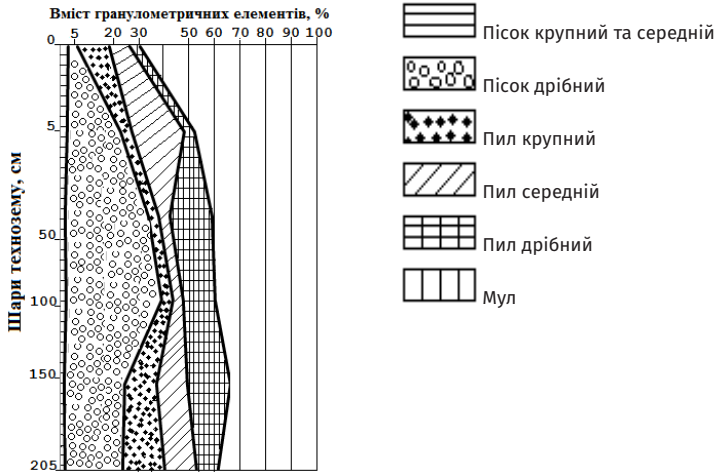


Рис. 6.2. Профільне зображення розподілу гранулометричного складу дерново-літогенних ґрунтів на червоно-бурих глинах

За результатами визначення вмісту гумусу в технозомах, представлених дерново-літогенними ґрунтами на червоно-бурих глинах, встановлено, що техноземи належать до слаборозвинених слабогумусованих. Розподіл вмісту гумусу за профілем наведено на рисунку 6.3.

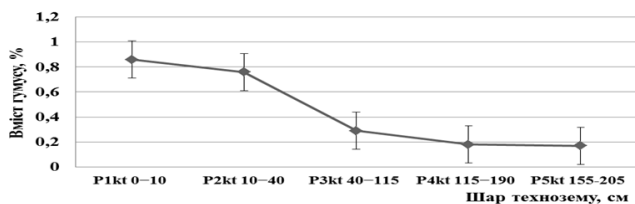


Рис. 6.3. Профільний розподіл вмісту гумусу в технозомах, представлених дерново-літогенними ґрунтами на червоно-бурих глинах

При дослідженні ЧБГ активність фосфатази за профілем поступово зменшується від 1,1 мг P_2O_5 / 10 г ґрунту за 24 години в шарі P₁kt до 0,7 мг P_2O_5 / 10 г ґрунту за 24 години в шарі P₅kt (рис. 6.4).

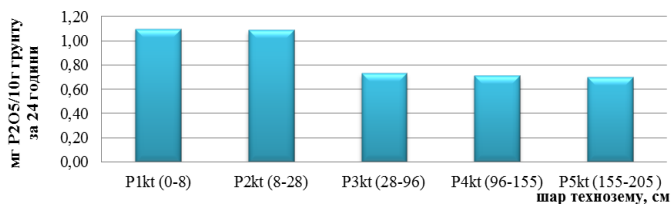


Рис. 6.4. Активність фосфатази у профілі дерново-літогенних ґрунтів на червоно-бурих глинах

Фізичні властивості ґрунтів, які визначають водний, повітряний та тепловий режими, тісно пов'язані з характером механічного та структурного стану. Чим більше оструктурений ґрунт, тим вищою є загальна пористість. Загальна пористість дерново-літогенних ґрунтів на червоно-бурих глинах коливається в межах від 53,75 до 43,93%, характерно знижуючись углиб профілю (рис 6.5.б). Як відомо, чим більший вміст органічних речовин у ґрунті та краще виражена структура, а відповідно і загальна пористість, тим нижчими є показники щільності ґрунту. Зміни щільності дерново-літогенних ґрунтів на червоно-бурих глинах за профілем наведені на рис. 6.5.а.

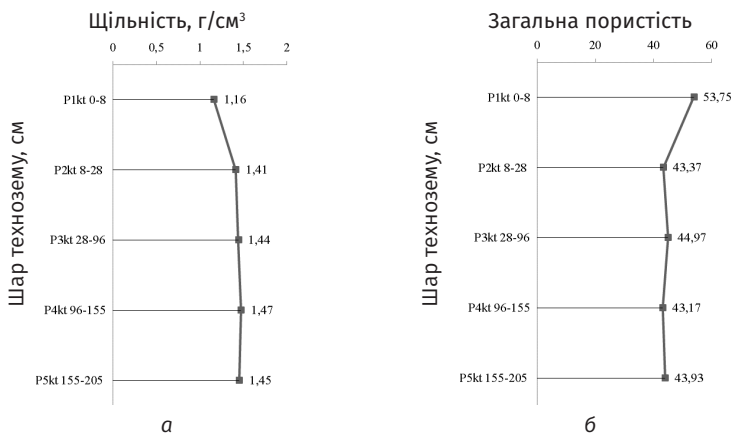


Рис. 6.5. Профільний розподіл щільності (а) та загальної пористості (б) в техноземах, представлених дерново-літогенними ґрунтами на червоно-бурих глинах

Щільність твердої фази дерново-літогенних ґрунтів на червоно-бурих глинах коливається в межах від 2,19 г/см³ до 2,45 г/см³, збільшуючись із глибиною (рис. 6.6.а). Відповідно, з ущільненням технозему зменшується шпаруватість аерації з 34,9% в верхньому шарі P₁kt до 24,83% в нижньому шарі P₅kt (рис. 6.6.б).

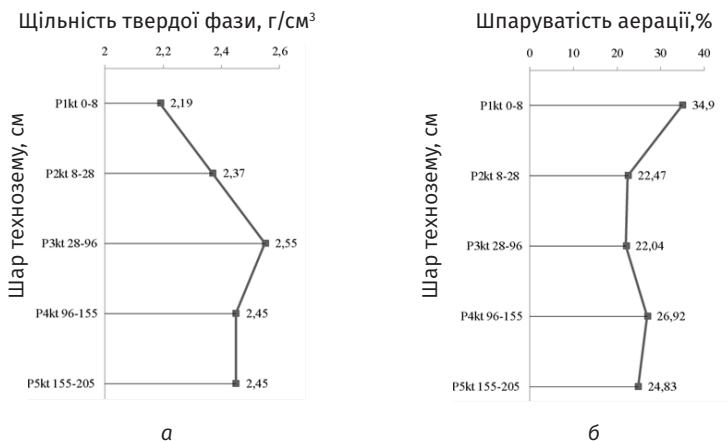


Рис. 6.6. Профільний розподіл щільності твердої фази (а) та шпаруватості аерації (б) в техноземах, представлених дерново-літогенними ґрунтами на червоно-бурих глинах

Мікроморфологічна будова розрізу технозему (ЧБГ)

Р₁kt 0–8 см: неоднорідно забарвлений горизонт, рихлий, оструктурений із розвиненою поровою системою. Мікроустрій піщано-пилувато-плазмовий. Відсоткове співвідношення мінеральної частини 30%. Зерна скелета представлені здебільшого великими та дрібними мінералами. Фракція великих зерен мінералів представлена карбонатними утвореннями, їх форма близька до округлої, без гострих кутів (рис. 6.7.a). Для більшості зерен характерна гарна окатаність. Плазма гумусо-глинисто-карбонатна. Гумусова частина представлена чорним гумусом та рідко розсіяними в матеріалі основи гумонами. Глиниста плазма з двозаломленням, неорієнтована. Карбонатна частина представлена дрібнозернистим кальцитом, який є основою, в яку входять інші структурні елементи плазми. У порах дрібнозернистий кальцит утворює пилуватий наліт. Органічна речовина представлена чорним гумусом і гумонами. Рослинні залишки в основному в напіврозкладеному стані або зі збереженою клітковиною (рис. 6.7.б). Останні насичуються карбонатами. В окремому випадку біля добре розкладених залишків є викиди фітокліщів. Мікроскладення горизонту рихле. Пори в основному представлені міжагрегатним простором. Добре оструктурений горизонт, за генезисом мікроагрегати когуляційного та біогенного походження. Більшість мікроагрегатів близькі до округлої форми та дрібні за розміром.

Р₂kt 8–28 см: більш однорідний за забарвленням, щільніший горизонт, дещо гірше оструктурений (рис. 6.7.в). Мікроустрій пилувато-плазмовий. Відсоткове співвідношення мінеральної частини 50%. Скелет переважно представлений пилуватою фракцією. На відміну від попереднього горизонту, карбонатні утворення представлені значно меншою кількістю, і самі вони менші за розмірами. Плазма гумусо-карбонатно-глиниста. Гумусова частина представлена рідко розсіяними в матеріалі основи вуглеподібними частками (рис. 6.7.г). Карбонатна плазма представлена дрібнозернистим кальцитом. Глиниста плазма з двозаломленням, неорієнтована. Органічна речовина представлена невеликими за розмірами вуглеподібними частками, які рідко розсіяні в матеріалі основи. Мікроскладення горизонту порове. Поровий простір представлений міжагрегатними пустотами, він займає невелику частину, в основному форма пор залежить від того, на якій відстані знаходяться мікроагрегати. Здебільшого пори схожі на каналоподібні, які повторюють форму мікроагрегатів. У порах дрібнозернистий кальцит виражений гірше від попереднього горизонту. Агрегований горизонт, мікроагрегати здебільшого коагуляційного походження, зі складною формою та великі за розмірами.

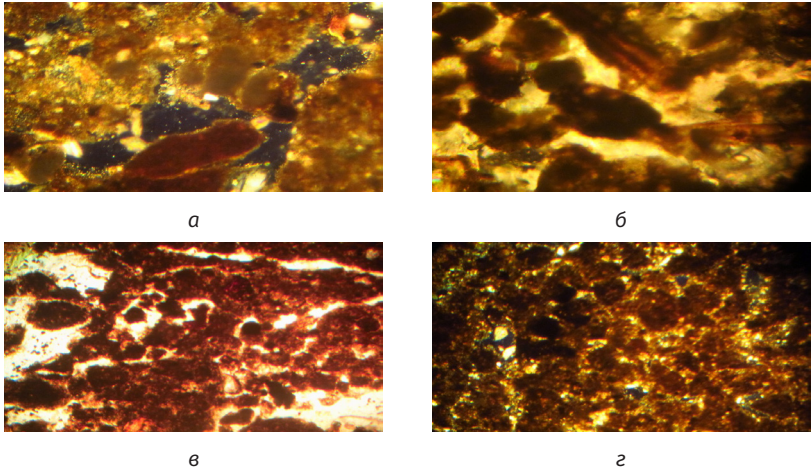


Рис. 6.7. Мікроморфологічні особливості горизонтів P_1kt 0–6 см та P_2kt 6–20 см

а – не прозорі карбонатні утворення X 60 нік ||; б – рослинні залишки на різних стадіях розкладення X 60 нік ||; в – загальний вигляд X 60 нік ||; г – вуглеподібні залишки в плазмі X 100 нік ||

P_3kt 28–96 см: забарвлення відносно однорідне. Доволі щільний горизонт із розвиненою поровою системою. Відсоткове співвідношення мінеральної частини становить 35 %. Переважає дрібна та пилювата фракція мінеральних зерен. Середні та великі за розміром мінеральні зерна в площині шліфа зустрічаються в одиничних екземплярах, розміщені неоднорідно. Добре відсортовані зерна за розміром. Найбільш характерна для зерен форма близька до округлої, або дещо витягнута, рідше трапляються зерна трикутної форми. Форма зерен напівокатана та окатана. Плазма гумусо-карбонатно-залізисто-глиниста. Гумусова частина плазми представлена одиничними дрібними та великими вугільними рештками рослин, які нерівномірно розміщені в площині шліфа (рис. 6.8.а). Карбонати представлені дрібнозернистим кальцитом. Залізиста частина плазми представлена бурими аморфними в згустках гідрооксидами заліза. Вони представлені мікрозонами різними за розміром, краї дифузні, не чіткі. Глиниста частина плазми з двозаломленням, неорієнтована. Органічна речовина представлена одиничним зрізом кореня та невеликою кількістю вугільних часток, які нерівномірно розміщуються у площині шліфа. Елементарне мікроскладення плазмово-пилувате. Мікроустрій губчастий, поровий

простір представлений міжагрегатними пустотами, каналоподібними порами та замкнутими зі складною формою. У деяких порах стінки встелені вицвітами дрібнозернистого кальциту. Горизонт погано агрегований, агрегати в основному прості (рис. 6.8.б). Новоутворення представлені бурими аморфними згустками гідроокисів заліза та дрібнозернистим кальцитом.

P₄kt 96–155 см: щільний, однорідно забарвлений горизонт, не агрегований із погано розвиненим поровим простором. Елементарне мікроскладення плазмово-пилувате (рис. 6.8.в). Відсоткове співвідношення мінеральної частини 35%. Переважає дрібна та пилувата фракція мінеральних зерен. Середні та великі за розміром мінеральні зерна в площині шліфа зустрічаються в одиничних екземплярах, розміщені неоднорідно. Добре відсортовані зерна за розміром. Найбільш характерна для зерен форма близька до округлої. Плазма карбонатно-залізисто-глиниста. Карбонати представлені дрібнозернистим кальцитом. Залізиста частина плазми представлена бурими аморфними в згустках гідроокисами заліза. Вони представлені мікрозонами різними за розміром, краї дифузні, не чіткі, порівняно з попереднім горизонтом вона гірше виражена. Глиниста частина плазми з двозаломленням, неорієнтована. Мікроскладення компактне. Поровому простору належить незначна доля. Найбільш характерні для цього горизонту каналоподібні пори та замкнуті пори-камери. У деяких порах по стінках є вицвіти дрібнозернистого кальциту.

P₅kt 155–205 см: дещо темніший за попередній горизонт завдяки появі мікрозон просочених гумусом. Рихлий та агрегований горизонт. Збільшується площа порового простору. Елементарне мікроскладення плазмово-пилувате. Відсоткове співвідношення мінеральної частини 30%. Переважає дрібна та пилувата фракція мінеральних зерен. Середні та великі за розміром мінеральні зерна в площині шліфа зустрічаються в одиничних екземплярах, розміщені неоднорідно. Добре відсортовані зерна за розміром. Найбільш характерна для зерен форма близька до округлої. Плазма карбонатно-гумусо-глиниста. Карбонати представлені дрібнозернистим кальцитом. Гумусова частина плазми представлена чорним гумусом, яким неоднорідно просочує матеріал основи, та дрібними гумонами. Глиниста частина плазми з двозаломленням, неорієнтована. Мікроустрій рихлий. Основна доля порового простору припадає на міжагрегатний простір, незначну кількість становлять замкнені пори складної форми (рис. 6.8.г). Агрегований горизонт. Агрегати когуальційного походження. Розміри і їх форма сильно варіюються.

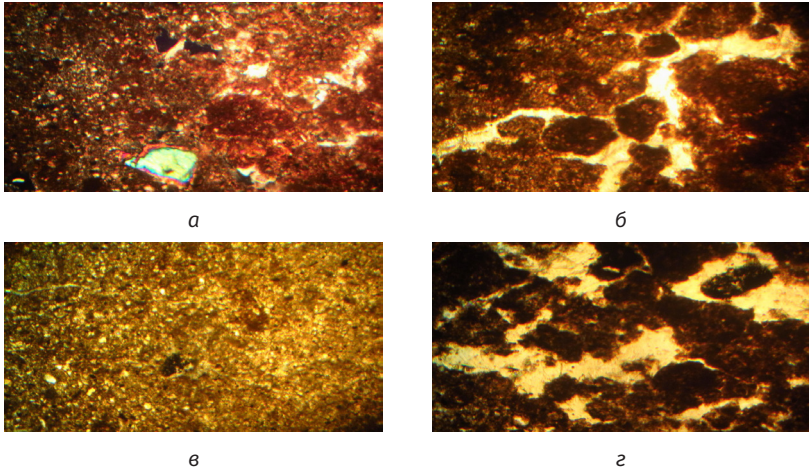


Рис. 6.8. Мікрморфологічні особливості горизонтів P_3 kt 28–96 см, P_4 kt 96–155 см та P_5 kt 155–205 см

***а* – вуглеподібні залишки, розсіяні в площі шліфа X 60 нік ||; *б* – прості агрегати в порі X 60 нік ||; *в* – плазмово-пилувате мікроскладення X 60 нік ||; *г* – порова система X 100 нік ||**

Мікроструктура неоднорідна за профілем. Переважає плазмово-пилувата у трьох нижніх горизонтах (P_3 kt 28–96 см, P_4 kt 96–155 см, P_5 kt 155–205 см). У першому горизонті P_1 kt 0–8 см мікроструктура – піщано-пилувато-плазмова, в другому P_2 kt 8–28 см – пилувато-плазмова. Зерна скелета верхнього горизонту P_1 kt 0–8 см представлені здебільшого великими та дрібними мінералами. Фракція великих зерен мінералів представлена карбонатними утвореннями, їх форма близька до округлої, без гострих кутів. На відміну від попереднього горизонту, скелет горизонту P_2 kt 8–28 см переважно представлений пилуватою фракцією, карбонатні утворення представлені значно меншою кількістю і самі вони менші за розмірами. У наступних горизонтах (P_3 kt 28–96 см, P_4 kt 96–155 см, P_5 kt 155–205 см) скелет відносно однорідний. Переважає дрібна та пилувата фракція мінеральних зерен. Найбільш характерна для зерен форма близька до округлої. Плазма неоднорідна за профілем (табл. 6.2). З глибиною частка гумусової частини плазми зменшується, частка карбонатної плазми збільшується. Відмінністю є горизонт P_4 kt 96–155 см, в якому гумусова частка плазми взагалі відсутня. Рослинні рештки зустрічаються тільки в перших трьох горизонтах (P_1 kt 0–8 см, P_2 kt 8–28 см та P_3 kt 28–96 см).

Мікроскладення неоднорідне за профілем (табл. 6.2). З глибиною площа порового простору зменшується. У горизонті P₁kt 0–8 см пори в основному представлені міжагрегатним простором. У горизонті P₂kt 8–28 см здебільшого пори схожі на каналоподібні, які повторюють форму мікроагрегатів. У горизонті P₃kt 28–96 см поровий простір представлений міжагрегатними пустотами, каналоподібними порами та замкнутими із складною формою. На відміну від попередніх горизонтів, цей горизонт погано агрегований. Для наступного горизонту P₄kt 96–155 см найбільш характерні каналоподібні пори та замкнуті пори-камери. Поровому простору належить незначна доля. Основна доля порового простору горизонту P₅kt 155–205 см припадає на міжагрегатний простір, незначну кількість становлять замкнені пори складної форми.

Найбільш агрегований верхній горизонт P₁kt 0–8 см утворюють мікроагрегати за генезисом коагуляційного та біогенного походження. Більшість мікроагрегатів близькі до округлої форми та дрібні за розміром. Мікроагрегати горизонту P₂kt 8–28 см здебільшого коагуляційного походження, зі складною формою та великі за розмірами. Агрегати наступних горизонтів коагуляційного походження. Розміри і їх форма сильно варіюються (табл. 6.2).

Таблиця 6.2

Основні мікроморфологічні особливості дерново-літогенних ґрунтів на червоно-бурих глинах

Горизонт	Тип кутан та новоутворень	Мікроустрій	Плазма	Мікроструктура
P ₁ kt 0–8 см	Дрібнозернистий кальцит	Рихлий	Гумусо-глинисто-карбонатна	Піщано-пилувато-плазма
P ₂ kt 8–28 см	Дрібнозернистий кальцит	Поровий	Гумусо-карбонатно-глиниста	Пилувато-плазма
P ₃ kt 28–96 см	Дрібнозернистий кальцит, гідроокис заліза	Губчатий	Гумусо-карбонатно-залізісто-глиниста	Плазмово-пилувата
P ₄ kt 96–155 см	Дрібнозернистий кальцит, гідроокис заліза	Компактний	Карбонатно-залізісто-глиниста	Плазмово-пилувата
P ₅ kt 155–205 см	Дрібнозернистий кальцит	Рихлий	Карбонатно-гумусо-глиниста	Плазмово-пилувата

Найбільш характерними новоутвореннями для цього профілю є дрібнозернистий кальцит, який насичує матеріал основи, та його вицвіти в порах. У горизонтах P₃kt 28–96 см та P₄kt 96–155 см помічено бурі аморфні гідроокиси заліза. Цей тип новоутворень хомогенного походження, які утворюються внаслідок міграційного перенесення насичених карбонатами розчинів та їх швидкого випаровування. Цей тип ґрунтового профілю можна зарахувати до карбонатного профілю з розвиненою зоною міграції.

Таким чином, у процесі досліджень було встановлено, що основні мікроморфологічні особливості будови профілю дерново-літогенних ґрунтів на червоно-бурих глинах зумовлені різними властивостями та походженням насипних шарів. Верхні горизонти найбільш піддаються трансформації нового середовища. Це проявляється в ерозії кальцієвих утворень та дії біологічних агентів, ознаки яких виражаються в появі гумусової плазми, вуглеподібних рослинних залишків, появі біогенних мікроагрегатів та пор.

РОЗДІЛ 7. МАКРО- ТА МІКРОМОРФОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНІЗАЦІЇ ПЕДОЗЕМІВ

У моделі (конструкції) технозему, представленого дерново-літогенними ґрунтами на педоземах (П), яка досліджувалась, на технічну суміш лесоподібних і червоно-бурих суглинків нанесено 70-сантиметровий шар чорнозему південного (горизонти Н та Нр). Загальна площа моделі – 2,7 га. У сільськогосподарському освоєнні – з 1973 р.

У представленій моделі технозему тривалий час (1992–2008 рр.) проводилися польові дослідження з багаторічними полікомпонентними агрофітоценозами: дослідними бобовими культурами були люцерна посівна (*Medicago sativa* L.), еспарцет піщаний (*Onobrychis arenaria* (Kit.) DC), буркун білий (*Melilotus albus* Medic.), злаковими компонентами – стоколос безостий (*Bromopsis inermis* (Leys.) Holub), житняк вузькоколосий (*Agropyron desertorum* Schult.) та райграс високий (*Arrhenatherum elatius* (L.) J. Et Presl). Після тривалого періоду польових досліджень розпочався період самозаростання, який триває і досі. Встановлено, що рослинний покрив педоземів представлений двома основними асоціаціями: злаковою з перевагою стоколосу безостого (*Bromopsis inermis* (Leys.) Holub) та бобовою з перевагою буркуна жовтого (*Melilotus officinalis* (L.) Desr.). Загалом виявлено 25 видів трав'янистих рослин, серед яких часто зустрічаються скереда покрівельна (*Crepis tectorum* L.), суріпиця звичайна (*Barbarea vulgaris* W. T. Aitontypustypus), люцерна хмелевидна (*Medicago lupulina* L.), берізка польова (*Convolvulus arvensis* L.), пирій повзучий (*Elymus repens* (L.) Gould), вика мишачий горошок (*Vicia cracca* L.).

Морфологічна будова розрізу технозему (П)

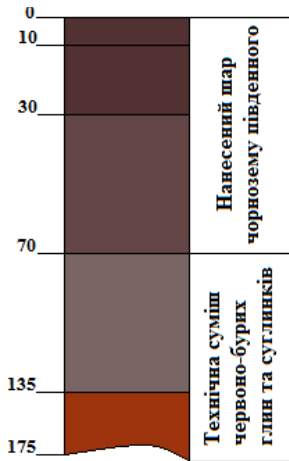


Рис. 7.1. Схема морфологічної будови розрізу П

H_1 0–10 см: темно-сірий структурований суглинок, однорідний за складом і забарвленням, рихлий, багато корневих закінчень трав. Зустрічається білозірка. Тріщинуватість не значна. Скипання середньої інтенсивності. Перехід до наступного горизонту малопомітний за зміною щільності.

H_2 10–30 см: темно-сірий із бурим відтінком, гумусований, рихлий, пилувато-дрібнозернистої структури. Насичений домішками білозірки рихлий, помічена незначна тріщинуватість. Зустрічається багато корневих закінчень трав. Пістрявість майже не виражена, місцями зустрічаються примазки світло-коричневого кольору, включення середнього гранулометричного складу. Бурхливе скипання. Перехід до наступного горизонту виразний за зміною кольору.

ступного горизонту виразний за зміною кольору.

H_{3p1} 30–70 см: темно-сірий зі світло-бурим відтінком гумусований суглинок, досить щільний, безструктурний, значна пістрявість зумовлена механічними домішками до чорнозему світлопалевої глини, а також темно-сірої глини і ясно-сірого каміння; інколи з включенням оливково-зеленої глини, фрагментами більш виражена білозірка. Бурхливе скипання. Перехід чіткий за кольором.

H_{4p2} 70–135 см: світло-сірий суглинок, гумусований, щільний із слабко вираженою пилувато-крупнозернистою структурою. Значна пістрявість через механічні домішки оливково-зеленої щільної глини, а також вкраплень ясно-сірої більш щільної глини. Дуже тонкі корені зустрічаються зрідка до глибини 135 см. Скипання бурхливе. Перехід до наступного горизонту чіткий за кольором.

P_3 135–175 см: червоно-бура глина, дуже щільна, безструктурна; пістрявість зумовлена домішками масної темно-сірої глини та насиченням білозіркою. Зустрічаються окремі кореневі закінчення. Бурхливе скипання. Перехід до наступного горизонту чіткий за кольором.

Результати визначення гранулометричного складу дерново-літогенних ґрунтів на педоземах наведено в таблиці 7.1, а профільний розподіл гранулометричних елементів – на рисунку 7.2. За результатами аналізу було встановлено переважання крупного пилу та му-

листої фракції. Вміст крупного пилу майже однорідний за профілем і становить 37,08 %. Винятком є шари H_2t та P_3t , в яких вміст фракції крупного пилу становить 41,20% та 12,36% відповідно. Вміст мулистої фракції також майже однорідний за профілем і становить близько 30 %, коливаючись від 29,32 % в шарі H_3p_1t до 34,20 % в шарах H_1t та H_4p_2t . Суттєві втрати від обробітку HCl , які коливаються від 13,40% до 16,80%, зумовлені значним вмістом карбонатів.

Таблиця 7.1

Гранулометричний склад дерново-літогенних ґрунтів на педоземах

Горизонт	Фракції механічних елементів (мм), %							Втрати від HCl %
	1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001	<0,01	
H_1t (0-10)	3,09	0,91	37,08	8,24	16,48	34,20	58,92	13,60
H_2t (10-30)	1,65	7,63	41,20	8,24	8,24	33,04	49,52	4,20
H_3p_1t (30-70)	0,82	16,30	37,08	12,36	4,12	29,32	45,80	4,60
H_4p_2t (70-135)	2,06	6,26	37,08	8,24	12,36	34,00	54,60	13,40
P_3t (135-175)	0,62	12,54	12,36	4,12	37,08	33,28	74,48	16,80

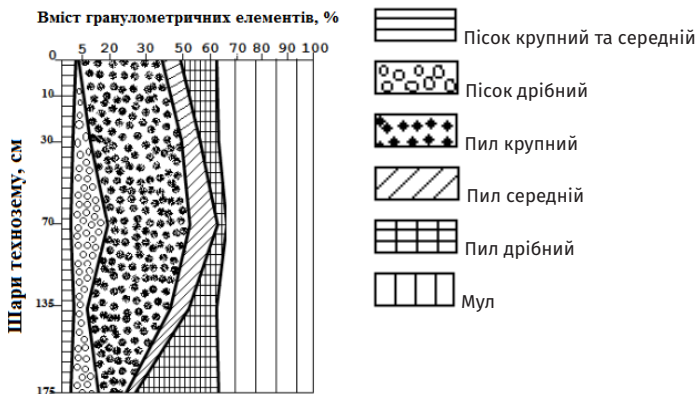


Рис. 7.2. Профільне зображення гранулометричного складу дерново-літогенних ґрунтів на педоземах

За результатами визначення вмісту гумусу в техноземах, представлених дерново-літогенними ґрунтами на педоземах, встановлено, що техноземи належать до потужних слабогумусованих. Розподіл вмісту гумусу за профілем наведено на рисунку 7.3.

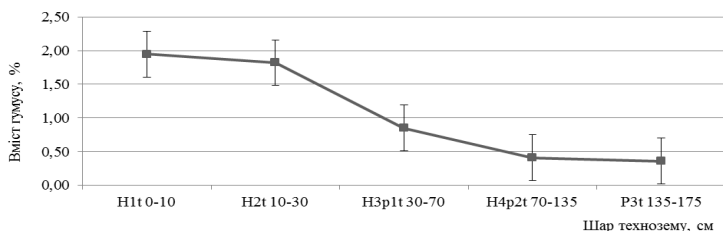


Рис. 7.3. Профільний розподіл вмісту гумусу в технозолах, представлених педоземами

У педоземах активність фосфатази поступово знижується з глибиною. Найбільші значення прослідковуються у верхніх шарах. Загалом активність фосфатази за профілем поступово зменшується від 2,1 мг P_2O_5 / 10 г ґрунту за 24 години в шарі H_1t до 1,25 мг P_2O_5 / 10 г ґрунту за 24 години в шарі P_3t (рис. 7.4).

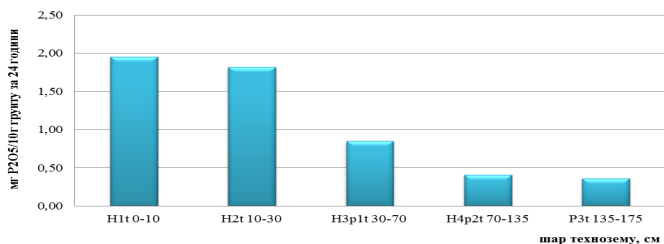


Рис. 7.4. Активність фосфатази у профілі дерново-літогенних ґрунтів на педоземах

Щільність ґрунту сильно впливає на поглинання води, газообмін у ґрунті, розвиток кореневої системи та інтенсивність мікробіологічних процесів. Щільність досліджуваних педоземів поступово збільшується вглиб профілю з 1,39 г/см³ в шарі H_1t до 1,61 г/см³ в шарі H_4p_2t . Деяко відрізняється шар P_3t , де щільність становить 1,45 г/см³ (рис. 7.5.a). Зміни загальної пористості за профілем наведені на рис. 7.5.b. Пов'язані між собою показники щільності твердої фази ґрунту та шпаруватості аерації, а також їх зміна за профілем наведено на рисунку 7.6.

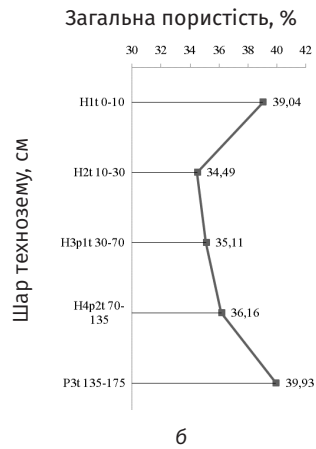
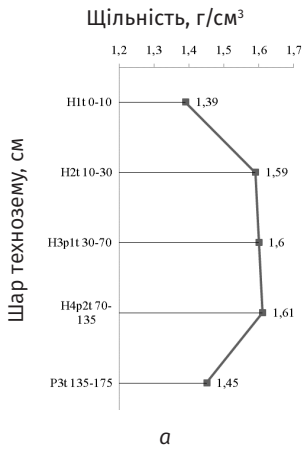


Рис. 7.5. Профільний розподіл щільності (а) та загальної пористості (б) в техноземах, представлених дерново-літогенними ґрунтами на педоземах

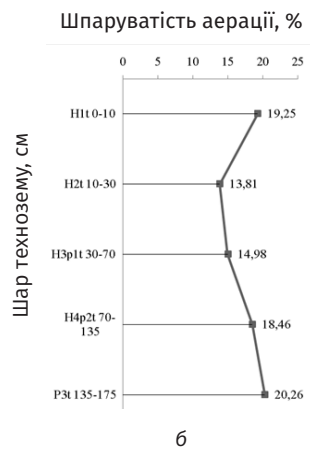
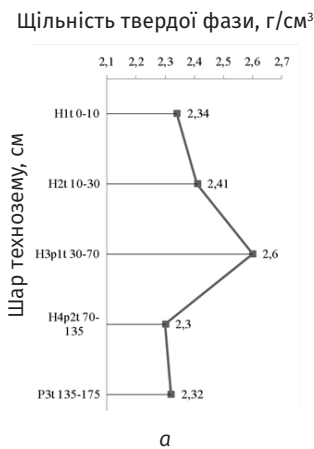


Рис. 7.6. Профільний розподіл щільності твердої фази (а) та шпаруватості аерації (б) в техноземах, представлених педоземами

Мікроморфологічна будова розрізу технозему (П)

Н₁t 0–10. Оструктурений горизонт із розвинутою поровою системою. Забарвлення коричневе, неоднорідне, з більш темними мікронами. Мінеральна частина представлена в основному пилу-

ватою фракцією, середні та великі зерна представлені в незначній кількості. Процентне співвідношення мінеральної частини становить 36 %. У площі шліфа знаходиться непрозоре білого кольору зерно мінералу (рис. 7.7.a). Зерна добре окатані, кородовані зі слідами вивітрення. Дрібні зерна орієнтовані по порах, краях агрегатів та великих зернах мінералів. Плазма пилювато-гумусо-глиниста. Гумусова частина складається з аморфного бурого гумусу. Пилювата частина розміщується в площині шліфа нерівномірно. Заповнює частково порожнечу і викриває агрегати та стінки пор. Глиниста частина орієнтована, з двозаломленням, здатна до перебудови. Органічна речовина представлена рослинними залишками, в основному свіжими, нерозкладеними. Переважає аморфний бурий гумус, чорний представлений одиничними гумонами, рідко розсіяними в площі шліфа (рис. 7.7.б). Розвинений поровий простір, переважає рихле мікроскладення. По площі переважає міжагрегатний простір, незначна доля припадає на пори-тріщини, які розташовані в мікроагрегатах. Добре структурований горизонт. Мікроагрегати представлені двома типами: простими та складними. Можна вирізнити більш характерні форми – близька до округлої або складні. Кутани представлені скелетанами, які розміщені по поверхні пор, агрегатах і великих мінеральних зернах.

H_2t 10–30. Забарвлення шліфа неоднорідне, коричнево-темно-чорне з білими плямами. Воно зумовлене включенням у матеріал основи непрозорих, білого кольору мінералів, залізісто-марганцевих агрегатів та гумусу. Порівняно з попереднім горизонтом зменшується частка порового простору. Процентне співвідношення мінеральної частини приблизно 50 %. Зерна мінералів у площині шліфа розташовуються нерівномірно. Є мікрозони з більшою концентрацією та мікрозони, в яких щільність мінеральних зерен значно менша. Спостерігається смугаста і порова орієнтація. Значна частина припадає на середню за розмірами та пилювату фракцію. Невелика кількість зерен крупної фракції, в основному вони представлені білими непрозорими мінералами, які включені в матеріал основи. Для зерен характерна кородованість і сліди вивітрення. Плазма гумусо-залізісто-глиниста, з двозаломленням, орієнтована. У площині шліфа можна виділити різні мікрозони з переважанням однієї чи іншої частини. У деяких мікрозонах плазма однорідна, без домішок. Можна виділити ділянки залізістої плазми світло-бурого кольору, без додавання гумусової частини, яка відрізняється від інших набором іншого порового простору. Досить чіткі межі переходу в гумусо-глинисту або глинисту плазму, яка займає значну частку від загальної площі шліфа. Може включатись в глинисту плазму або знаходитись по порах із чіткими межами

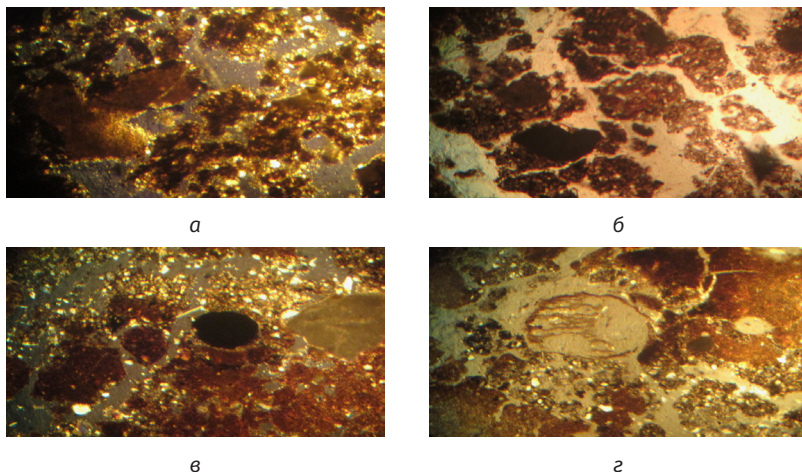


Рис. 7.7. Мікроморфологічні особливості горизонтів H_1t 0–10 та H_2t 10–30
а – зерна скелета, розсіяні в матеріалі основи X 60 нік ||; б – прості агрегати в порі X 60 нік||; в – плазмово-пилувате мікроскладення X 60 нік ||; г – порова система X 100 нік ||

(рис. 7.7.в). Органічна речовина представлена бурим і чорним гумусом, вуглеподібними рештками та поодинокими свіжими рослинними залишками (рис. 7.7.г). Глиниста частина з двозаломленням в основному неорієнтована. Гумусова плазма представлена ділянками з темним забарвленням. Займає незначний відсоток від загальної площі. Представлена бурим, аморфним гумусом і чорним. Гумони представлені округлими чорними цятками, які приурочені до темних, забарвлених гумусом ділянок. Мікроскладення горизонту порове. Внаслідок ущільнення порова доля зменшується, значно збільшується кількість витягнутих пор, з'являються закриті пори зі складною формою. У мікрозонах із залістистою плазмою внаслідок її розтріскування з'являються тріщини з розгалуженням. Стінки пор, мікроагрегати та великі мінерали можуть вкриватись пилуватими скелетанами, глинистими або залізо-глинистими кутанами. Агрегований горизонт. Форма агрегатів в багатьох випадках зумовлюється стисканням.

$H_{3p,t}$ 30–70. Більш щільний горизонт, доля порового простору зменшується. Неоднорідно забарвлений. Скелет представлений в основному дрібною та пилуватою фракцією, середніх та великих за розміром мінеральних зерен значно менше за попередні горизонти. Для цього горизонту характерне орієнтування мінеральних зерен у порах (більш чітко це видно в мікрозонах, де мікроагрегати

внаслідок ущільнення утворюють вузькі пори) та смугасте в матеріалі основи. Процентне співвідношення мінеральної частини приблизно 20%. Більшість зерен добре окатані, їхня форма здебільшого округла. Плазма залізисто-гумусо-глиниста. Залізиста частина представлена поодинокими світло-бурими утвореннями. Глиниста частина представлена чорним гумусом, орієнтована. Знаходиться в основному у вигляді відокремлених мікроагрегатів або покривів по агрегатах або порах, нерівномірно насичує матеріал основи. Глиниста частина – з двозаломленням, неорієнтована. Органічна речовина представлена чорним гумусом, який нерівномірно насичує матеріал основи, та свіжими рештками – зрізами коренів, їх кількість незначна (рис. 7.8.а). Внаслідок ущільнення поровий простір зменшується, це основний фактор, який зумовлює форму пор. Залежно від щільності можна вирізнити мікрозони за типами мікроскладення – рихлим і поровим (рис. 7.8.б). Дещо гірше агрегований горизонт, але трапляються викиди ґрунтової мезофауни та агрегати фітогенного походження.

$H_4p_{2,t}$ 70–135. Неоднорідно забарвлений горизонт (рис. 7.8.в), агрегований із розвинутою поровою системою. Найбільша кількість припадає на дрібну та пиловату фракцію зерен. Фракція середніх за розміром зерен представлена одиничними екземплярами. Великі за розміром представлені білими, непрозорими мінералами, які неоднорідно розміщені в ґрунтовій масі. Процентне співвідношення мінеральної частини становить 30%. Спостерігається орієнтування дрібної та пилової фракції по порах. У деяких випадках присутнє смугасте орієнтування, яке виникло внаслідок заповнення вузьких пор зернами мінералів. Зерна мінералів добре окатані, великі з трищинами та короновані. Плазма залізисто-гумусо-глиниста. Залізиста частина представлена окремими мікрозонами світло-бурого кольору нерівномірно розміщеними в площині шліфа. Гумусна частина представлена чорним гумусом, який нерівномірно промочує матеріал основи (рис. 7.8.г). У деяких випадках може огортати мікроагрегати. Глиниста частина з двозаломленням, неорієнтована. Поровий простір розвинений, здебільшого представлений міжагрегатними пустотами. Залежно від щільності площа пустот коливається в той чи інший бік. Агрегати можна вирізнити як складні, так і прості. Незалежно від складності їх можна окремо розрізнити по речовинному складу. Виділено 3 типи: глинисті, частково насичені гумусом і насичені гумусом мікроагрегати. Для цього горизонту характерні залізисті новоутворення, які представлені світло-бурими мікрозонами в площині шліфа та скелетани, які вкривають стінки пор або їх повністю заповнюють.

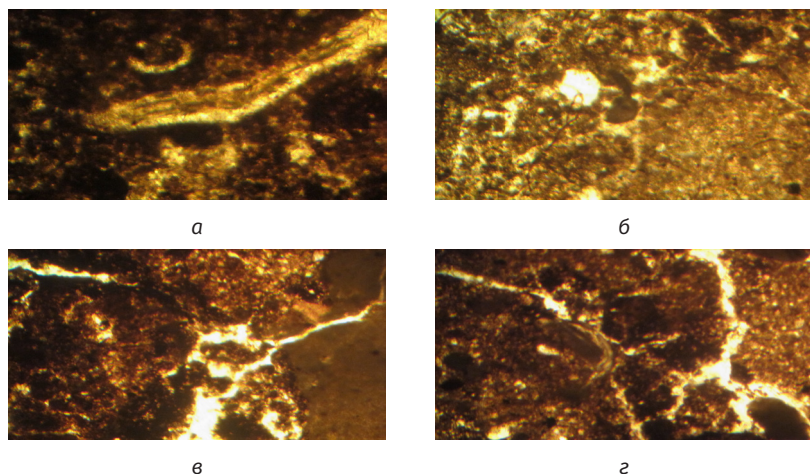


Рис. 7.8. Мікроморфологічні особливості горизонтів H_3p_1t 30–70 та H_4p_2t 70–135

***a* – свіжий залишок кореня в порі X 60 нік ||; *б* – порова система X 60 нік ||; *в* – неоднорідний матеріал основи X 60 нік ||; *г* – неоднорідне насичення гумусом матеріалу основи X 60 нік ||**

P_3t 135–175. Світло-коричневий горизонт із вкрапленнями світло-бурого кольору. Порівняно з попередніми горизонтами більш щільний, найгірше оструктурений та з меншим відсотком порового простору. Скелет за співвідношенням фракцій схожий на інші горизонти. Процентне співвідношення мінеральної частини становить 30%. Зерна не орієнтовані. Інколи присутні витягнутої форми зерна. Плазма залізісто-глиниста. Залізіста частина представлена світло-бурими утвореннями, в основному з чіткими межами, в деяких випадках вони згладжені та переходять у глинисту плазму (рис. 7.9.а). Глиниста частина із двозаломленням, неорієнтована. Поровий простір представлений міжагрегатними пустотами, каналоподібними та замкненими порами зі складною формою. Погано агрегований горизонт, представлений здебільшого простими, округлими мікроагрегатами (рис. 7.9.б). Також їх можна розрізнити за речовинним складом на 2 типи: залізісті та глинисті. Новоутворення представлені світло-бурими залізістими формуваннями.

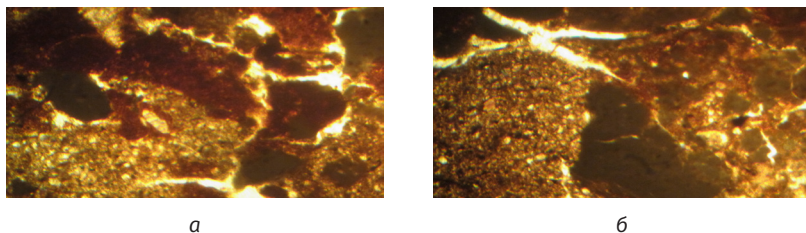


Рис. 7.9. Мікроморфологічні особливості горизонту P_3t 135–175
a – свіжий залишок кореня в порі X 60 нік ||; *б* – порова система X 60 нік ||.

Мікроструктура майже однорідна за профілем. Зерна скелета за профілем добре окатані, кородовані зі слідами вивітрення. Скелет відносно однорідний по всьому профілю, співвідношення мінеральної частини коливається від 20 до 50%. Плазма змінюється за профілем від пилувато-гумусо-глинистої до залізисто-глинистої (табл. 7.2). Мікроскладення однорідне за профілем, за винятком нижнього горизонту P_3t 135–175. Порівняно з попередніми горизонтами він більш щільний, найгірше оструктурений та з меншим відсотком порового простору. Поровий простір в основному представлений міжагрегатними пустотами, каналоподібними та замкненими порами зі складною формою. Найбільш характерні новоутворення для цього профілю – скелетани, глинисті або залізо-глинисті кутани.

Таблиця 7.2

Основні морфологічні особливості та новоутворення дерново-літогенних ґрунтів на педоземах

Горизонт	Тип кутан та новоутворень	Мікроустрій	Плазма	Мікроструктура
H_1t 0–10 см	Скелетани	Рихлий	Пилувато-гумусо-глиниста	Плазмово-пилувата
H_2t 10–30 см	Скелетани, глинисті або залізо-глинисті кутани	Поровий	Гумусо-залізисто-глиниста	Плазмово-пилувата
H_3p_1t 30–70 см	Скелетани, глинисті або залізо-глинисті кутани	Рихлий і поровий	Залізисто-гумусо-глиниста	Плазмово-пилувата
H_4p_2t 70–135 см	Залізисті кутани та скелетани	Поровий	Залізисто-гумусо-глиниста	Плазмово-пилувата
P_3t 135–175 см	Світло-бурі залізисті формування	Поровий	Залізисто-глиниста	Плазмово-пилувата

Це тип новоутворень хемогенного походження, які утворюються внаслідок міграційного перенесення насичених карбонатами розчинів та їх швидкого випаровування. Цей тип ґрунтового профілю можна зарахувати до карбонатного профілю з розвиненою зоною міграції.

Встановлено що, не зважаючи на неоднорідне забарвлення верхніх горизонтів, їхні основні речовинні компоненти взаємонасичують один одного. Внаслідок їх неоднорідної концентрації утворюється негомогене забарвлення. Чим глибше, тим утворення з різним речовинним складом стають більш однорідними, випадки їх взаємопроникнення рідшають, здебільшого у випадках, коли по порах чи тріщинах гумус насичує матеріал нижніх горизонтів. Верхні горизонти піддаються найбільшому впливу рослинності. Формотворну роль коренів можна помітити аж до горизонту H_4p_2t 70–135.

РОЗДІЛ 8. ПОРІВНЯЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА МІКРОБУДОВИ ТЕХНОЗЕМІВ

Формування штучних едафотопів можна розділити на два важливих етапи: технічний (формування шарів на ділянках рекультивації) з 1968 по 1972 рр. та період сільськогосподарського використання, що триває з 1973 р. та натеper. Важливість та потреба виділення цих періодів необхідні для розуміння подальшого протікання механізмів ґрунтоутворення на ділянках рекультивації.

У перший період формування ділянок рекультивації на розкривні породи впливали антропоічні та абіотичні чинники, а саме: переміщення, змішування цих порід важкою технікою, просідання під дією опадів та гравітації. За технологічним завданням ці процеси тривали протягом 3 років. У той проміжок часу породи піддавалися інтенсивній механічній обробці, що значною мірою зумовило зміну фізичних характеристик цих порід (щільність, агрегованість, гранулометричний склад, пористість та ін.). Під час формування ділянок рекультивації звертаємо увагу на процеси, які відбувались при перемішуванні порід із різними фізико-хімічними властивостями. Це формує своєрідні вкраплення, нові площі взаємодії різних порід і сприяє утворенню своєрідних «гібридів». Завершальним етапом для цього періоду є утворення стратиграфічних технологічних шарів для рекультивації та площ під використання сільськогосподарських культур.

У період сільськогосподарського використання ділянок рекультивації змінюються чинники, які впливають на ґрунтоутворні процеси в розкривних породах. Зменшуються потужність та глибина механічного впливу, та з'являється біогенний фактор у вигляді сільськогосподарських культур, які починають вирощувати на ділянках рекультивації. Механічній дії піддаються тільки верхні шари, при цьому нижні горизонти найменше піддаються зовнішньому впливу.

У наших дослідженнях ми зосередили свою увагу на зміні макрота мікроморфологічних особливостей під впливом сільськогоспо-

дарської рекультивациі цих ділянок. Поява ознак змін під впливом біологічних чинників – найбільш вагома діагностична ознака змін у розкривних породах.

За допомогою еколого-мікроморфологічних досліджень техноземів науково-дослідного стаціонару ДДАЕУ із сільськогосподарської рекультивациі земель відповідно до класифікації за Б. Г. Розановим (1988) нами було виявлено ознаки перебігу таких груп елементарних ґрунтоутворювальних процесів: біогенно-акумулятивних та метаморфічних. Під дією біологічних факторів найбільшою трансформації, яка відображається в домінуванні гумусової частини в плазмі, піддаються верхні горизонти техноземів: дерново-літогенних ґрунтів на сіро-зелених глинах (два верхніх горизонти h_1P_{kt} 0–6 см та h_2P_{kt} 6–20 см), дерново-літогенних ґрунтів на лесоподібних суглинках (P_1kt 0–10 см та P_2kt 10–40 см), дерново-літогенних ґрунтів на червоно-бурих глинах (P_1kt 0–8 см, P_2kt 8–28 см та P_3kt 28–96 см), педоземів (H_1t 0–10, H_2t 10–30, H_3p_1t 30–70 та H_4p_2t 70–135). До складу плазми входить бурий гумус. Із перерахованих вище варіантів найбільший вплив має гумусова складова плазми у двох останніх типах техноземів, що проникає на глибину від 96 до 135 см.

Найбільше органічних залишків зустрічається у верхніх горизонтах, це в основному свіжі зрізи коренів, або вуглеподібні частки. Дедалі глибше вуглеподібні частки не трапляються. Органічні рештки можуть проникати на значну глибину та представлені свіжими зрізами коренів. Така закономірність властива усім типам досліджуваних техноземів.

Для технозему ЧБГ характерні два типи мікроагрегатів: біогенного та коагуляційного походження. Найбільш оструктурені два верхні горизонти (P_1kt 0–8 см та P_2kt 8–28 см), доля мікроагрегатів біогенного походження більша за долю мікроагрегатів коагуляційного, але дедалі глибше змінюється співвідношення за походженням, зрештою оструктуреність погіршується та зникає. Найбільш характерна форма мікроагрегатів у верхньому горизонті – округла, за розміром вони невеликі. У горизонті P_2kt 8–28 см форма мікроагрегатів ускладнюється, збільшується їх розмір.

Оструктуреність технозему СЗГ дещо відмінна від попереднього варіанта. Горизонти h_1P_{kt} 0–6 см та h_2P_{kt} 6–20 см добре агреговані, на відміну від горизонтів P_3kt 20–145 см та P_4t 145–210 см. В основному мікроагрегати прості за всім профілем та мають коагуляційне походження. Горизонт P_4t 145–210 см складений блоками розтрісування.

Поровий простір має значний вплив на агрономічні властивості природних та штучних ґрунтів. У дерново-літогенних ґрунтів на лесоподібних суглинках та дерново-літогенних ґрунтів на сіро-зелених глинах схожий тип порового простору та його розміщення за профілем: верхні горизонти найкраще оструктурені, але уже з наступним горизонтом доля порового простору та його походження змінюються. У верхніх горизонтах поровий простір біогенного походження, з глибиною він змінюється на абіотичний. На відміну від попередніх типів техноземів, у дерново-літогенних ґрунтів на червоно-бурих глинах та педоземах тип порового простору характерний для всього профілю. Це міжагрегатний простір, каналоподібні пори складної форми, та тільки в нижніх горизонтах він змінюється на пори-тріщини та пори-камери.

Для технозему ЛС найбільш характерними новоутвореннями для досліджуваного профілю є дрібнозернистий кальцит, який насичує матеріал основи, та його вицвіти в порах. Цей тип новоутворень має хомогенне походження, формується внаслідок міграційного перенесення насичених карбонатами розчинів та їх швидкого випаровування.

У механічному складі дерново-літогенних ґрунтів на лесоподібних суглинках домінують пилювата та середня фракції, пилюватоплазмова мікроструктура, добре окатані зерна, їхні згладжені кути вказують на інтенсивні процеси вивітрювання на дослідних ділянках.

Для кожного горизонту технозему СЗГ характерне домінування карбонатів. У верхніх горизонтах внаслідок дії кліматичних та біологічних чинників карбонатні утворення значно менші за розмірами, кількість великих новоутворень незначна. Чим стає глибше, тим ефект вивітрювання зменшується, внаслідок цього карбонатні частки значно більші за розмірами.

Новоутвореннями та кутанами дерново-літогенних ґрунтів на червоно-бурих глинах є дрібнозернистий кальцит, який насичує матеріал основи, та його вицвіти в порах. У горизонтах P_3 kt 28–96 см та P_4 kt 96–155 см помічено бурі аморфні гідроокси заліза. Це тип новоутворень хомогенного походження, які утворюються внаслідок міграційного перенесення насичених карбонатами розчинів та їх швидкого випаровування. Цей тип ґрунтового профілю можна захиувати до карбонатного профілю з розвиненою зоною міграції.

Для дерново-літогенних ґрунтів на педоземах найбільш характерними новоутвореннями є скелетани, глинисті або залізо-глинисті кутани. Це тип новоутворень хомогенного походження, які утворю-

ються внаслідок міграційного перенесення насичених карбонатами розчинів та їх швидкого випаровування. Цей тип ґрунтового профілю можна зарахувати до карбонатного профілю з розвиненою зоною міграції.

Отже, під час сільськогосподарської рекультивації найбільшому середовищеперетворювальному впливу піддаються варіанти техноземів дерново-літогенних ґрунтів на червоно-бурих глинах (ЧБГ) та педоземах (П). Це проявляється в наявності ознак біологічного впливу на основні складники мікроморфологічних характеристик та його найбільшої формотвірної ролі. У процесі порівняння мікроморфологічних властивостей техноземів встановлено, що саме рослинний покрив справляє найбільший позитивний вплив на ґрунотвірний процес. Зі збільшенням числа представників ґрунтової мезофауни зростають поровий простір та структурованість ґрунтових агрегатів. Дерново-літогенні ґрунти насичені дрібнозернистим кальцитом та збагачуються рослинними рештками, що розкладаються, за рахунок трав'янистої рослинності, що активно взаємодіє з насипними едафотопами, які реанімують свою потенційну родючість, генеруючи подібну до чорноземного типу ґрунтоутворення. Показники мікробудови в непорушеному стані свідчать про те, що зростання мікроструктуроутворення відбувається в такій послідовності: дерново-літогенні ґрунти на сіро-зелених глинах → дерново-літогенні ґрунти на лесоподібному суглинку → дерново-літогенні ґрунти на червоно-бурих глинах → дерново-літогенні ґрунти на педоземах.

На основі отриманих результатів для уточнення класифікаційних характеристик техноземів за Л. В. Єстеревською (2008, 2012) можна запропонувати доповнення (рис. 8.1), які відображають ефективність сільськогосподарської рекультивації на мікроморфологічному рівні: наявність гумусової частини в плазмі, мікроагрегати біогенного походження, рослинні залишки та наявність пор біогенного походження. Їх кількість, або інтенсивність як у горизонті, так і за профілем, можуть бути діагностичними ознаками перетворення техноземів.

Таким чином, техноземи варіанта дерново-літогенних ґрунтів на сіро-зелених глинах можна вважати слабо трансформованими під дією сільськогосподарської рекультивациі. У цьому варіанті технозему найбільш трансформовані два верхніх горизонти h_1Pkt 0–6 см та h_2Pkt 6–20 см. У горизонтах з'являються ознаки перетворень під дією механічної обробки та впливу сільськогосподарських культур на морфоутворення в техноземах. Інтенсивність цього впливу незначна, сягає лише близько 20 см углиб профілю, при цьому у верхніх горизонтах помічений сильніший вплив покривних порід.

Техноземи варіанта дерново-літогенних ґрунтів на лесоподібних суглинках слід вважати середньо трансформованими. Перетворенню піддаються два верхніх горизонти (P_1k 0–10 см та P_2k 10–40 см), але в цьому варіанті останні більш потужні ніж попередній варіант технозему, а вплив сільськогосподарських культур призвів до збільшення органічної частини, біогенних агрегатів та пор.

Техноземи варіанта дерново-літогенних ґрунтів на червонобурих глинах та педоземи слід вважати сильно трансформованими. У цих варіантах впливу сільськогосподарської рекультивациі піддаються три верхніх горизонти (P_1kt 0–8 см, P_2kt 8–28 см та P_3kt 28–96 см) та (H_1t 0–10 см, H_2t 10–30 см, H_3p_1t 30–70 см та H_4p_2t 70–135 см), при цьому дія розкривної породи на формоутворення невелика.

Отже, використання методів еколого-мікроморфологічних досліджень дали змогу встановити особливості сільськогосподарської рекультивациі, які відображаються в інтенсивності змін техноземів під дією сільськогосподарських культур. Вони характеризуються появою нових характеристик для цих розкривних порід, а саме: появою в плазмі гумусової компоненти, утворенням порового простору біогенного походження, появою мікроагрегатів завдяки впливу на ці породи живих організмів та рослинних залишків на різних стадіях розкладання.

ПІДСУМОК

Використання еколого-мікроморфологічних методів дослідження дало змогу виявити початкові етапи ґрунтоутворення на техноземах та встановити, що при сільськогосподарській рекультивациі формотворними факторами є механічна та біологічна дія на техноземи, при цьому тип технозему визначає характер та інтенсивність сільськогосподарської рекультивациі.

Рівень фосфатазної активності складних біогеоценотичних систем є чутливим кількісним показником змін екологічних умов техногенного середовища і надає реальне уявлення про процеси, що відбуваються в товщі едафотопів. Встановлено, що за ступенем активності фосфатази усі досліджувані дерново-літогенні ґрунти класифікуються як бідні, а педоземи як середні. Активність фосфатази в педоземах середня до глибини 50 см, у дерново-літогенних ґрунтах – слабка за всією глибиною та найбільша у верхніх шарах техноземів.

Досліджувані техноземи характеризуються низьким вмістом гумусу та належать до слабorozвинених слабогумусованих. Аналіз вмісту гранулометричних елементів показав, що в техноземах переважає мулиста та пилувата фракції з незначними коливаннями за профілем. Відмічено, що фізичні властивості, які тісно пов'язані з гранулометричним складом, також мають певну закономірність зміни за профілем. Зі зменшенням дії біотичного фактора відбувається ущільнення досліджуваних техноземів углиб профілю. Відповідно, зі збільшенням щільності зменшується поровий простір та погіршуються умови аерації.

Виявлено, що найефективнішими показниками трансформації техноземів є поява органічної частини в плазмі, наявність біогенних мікроагрегатів, пор, які свідчать про різний ступінь середовищепретворювального впливу екосистеми, що формується.

Найбільший перетворювальний вплив біологічних факторів характерний для верхніх горизонтів педоземів (H_1t 0–10, H_2t 10–30, H_3p,t 30–70 та H_4p,t 70–135). При цьому мікроагрегати біогенного походження поширені у верхніх горизонтах, а мікроагрегати нижніх горизонтів мають коагуляційне походження.

За зростаючим ступенем трансформації мікробудови техноземів при сільськогосподарській рекультивациі їх можна розташувати в такій послідовності: дерново-літогенні ґрунти на сіро-зелених глинах → дерново-літогенні ґрунти на лесоподібному суглинку → дерново-літогенні ґрунти на червоно-бурих глинах → педоземи.

Встановлено, що внаслідок насиченості дрібнозернистим кальциєм дерново-літогенних ґрунтів та активної взаємодії з трав'янистою рослинністю, яка збагачує їх рослинними рештками, що розкладаються, техноземи реанімують свою потенційну родючість, генеруючи близький до чорноземного тип ґрунтоутворення.

У шліфах було діагностовано зміни властивостей порід під впливом культурфітоценозу, що свідчить про високий ступінь впливу заходів сільськогосподарської рекультивациі на ґрунтогенез досліджуваних техноземів.

Отримані результати досліджень щодо ступеня та швидкості трансформації техноземів, сформованих із плейстоцен-міоценових потенційно родючих розкривних гірських порід (лесоподібних суглинків, суміші червоно-бурих глин і суглинків та сіро-зелених мергелястих глин) без покриття та з покриттям їх родючим шаром ґрунтової маси, на етапі сільськогосподарської рекультивациі дають змогу вносити зміни як на технічному етапі рекультивациі, так і на біологічному, корегуючи час, тривалість та способи відсипки залежно від гірських порід та технічних сумішей, які використовуються. Під час технічного етапу рекультивациі виробництву рекомендовано використовувати техноземи за ефектом середовищеутворення: педоземи → дерново-літогенні ґрунти на червоно-бурих глинах → дерново-літогенні ґрунти на лесоподібному суглинку → дерново-літогенні ґрунти на сіро-зелених глинах, що визначається наявними ресурсами та економічною складовою частиною технічного етапу рекультивациі.

ЛІТЕРАТУРА

1. Александрова Т.С., Шмурова Э.М. Ферментативная активность почв. *Почвоведение и агрохимия*. Т. 1. Москва: ВИНТИ АН СССР, 1974. С. 5–69.
2. Андроханов В.А. Почвенно-экологическое состояние техногенных ландшафтов: динамика и оценка: автореф. дис. ... докт. биол. наук: 03.00.27 – почвоведение. Новосибирск, 2005. 32 с.
3. Андроханов В.А., Курачев В.М. Почвенно-экологическое состояние техногенных ландшафтов: динамика и оценка. Новосибирск: Издательство СО РАН, 2010. 224 с.
4. Андроханов В.А., Овсянникова С.В., Курачев В.М. Техноземы: свойства, режимы, функционирование. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН, 2000. 200 с.
5. Андрусевич Е.В. Малакофауна участка рекультивации Никопольского марганцево-рудного бассейна. Материалы VI Международной конференции молодых ученых *Биоразнообразие. Экология. Адаптация. Эволюция*: посвященная 150-летию со дня рождения ботаника В.И. Липского, Одесса, 13–17 мая 2013 г. Одесса: Печатный дом, 2013. С. 71–72.
6. Андрусевич Е.В. Экологическое пространство животного населения дерново-литогенных почв на красно-бурых глинах. *Грунтознавство*. Днепропетровск, 2014. С. 120–134.
7. Андрусевич Е.В. Экоморфическая характеристика мезофауны дерново-литогенных почв на лессовидных суглинках участка рекультивации Никопольского марганцево-рудного бассейна. *Питання степового лісознавства та лісової рекультивациі земель*. Днепропетровск, 2014. С. 121–127.
8. Андрусевич Е.В. Экоморфическая характеристика мезофауны дерново-литогенных почв на серо-зеленых глинах участка рекультивации Никопольского марганцево-рудного бассейна. *Ученые записки Таврического национального университета им. В.И. Вернадского*. Симферополь, 2014. С. 11–20.

9. Андрусевич Е. В., Жуков А. В., Кунах О. Н. Экоморфическая организация сообществ мезопедобионтов как основа зоологической диагностики антропогенных почв. *Вестник Харьковского национального университета*. 2014. С. 86–97.
10. Андрусевич Е. В., Штирц Ю. А. Экологическое разнообразие растительного покрова техноземов участка рекультивации Никопольского марганцево-рудного бассейна. *Промислова ботаніка: збірка наукових праць*. Донецьк: Донецький ботанічний сад НАН України, 2014. С. 115–127.
11. Андрусевич К. В. Экоморфична характеристика ґрунтової мезофауни дерново-літогенних ґрунтів на червоно-бурих глинах ділянки рекультивції Нікопольського марганцеворудного басейну. *Проблеми екології та охорони природи техногенного регіону*. Донецьк, 2013. С. 66–73.
12. Андрусевич К. В. Экоморфична характеристика мезофауни педоземів ділянки рекультивції Нікопольського марганцеворудного басейну. *Питання біоіндикації та екології*. Запоріжжя, 2014. С. 132–142.
13. Андрусевич К. В. Экоморфичні основи зоологічної діагностики техноземів (на прикладі рекультивованих ландшафтів Нікопольського марганцево-рудного басейну: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. біол. наук; 03.00.16 – екологія. Дніпропетровськ, 2015. 20 с.
14. Андрусевич К. В. Зоологический метод диагностики техноземов. Природнотехногенные комплексы: рекультивация и устойчивое функционирование: сборник материалов международной научной конференции (10–15 июня 2013 г.) / Под ред. В. А. Андрюханова (отв. ред.). Новосибирск: Издательство Окарина, 2013. С. 55–57.
15. Андрусевич К. В. Різноманіття тваринного населення (мезофауна) техноземів Нікопольського марганцеворудного басейну. *Вісник Львівського університету*. Львів, 2014. С. 273–287.
16. Андрусевич К. В., Лагунина В. Г. Характеристика усадки дерново-літогенних почв на лессах по профілю. *Від заповідання до збалансованого природокористування: матеріали Міжнародної наукової конференції (20–22 березня 2013 р., м. Донецьк)*. Донецьк: Донецький національний університет, 2013. С. 101–103.
17. Андрусевич К. В., Лядська І. В. Динаміка фізичних властивостей дерново-літогенних ґрунтів на червоно-бурих глинах за

- профілем. *Вісник Львівського національного університету: Агрономія*. Львів, 2014. С. 75–79.
18. Бабенко М. Г. Фітоіндикація початкових етапів ґрунтогенезу на рекультивованих землях Нікопольського марганцеворудного басейну. Автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. с.-г. наук; 03.00.16 – екологія. Дніпропетровськ, 2011. 20 с.
 19. Бекаревич Н. Е. Породы надрудной толщи и их агробиологическая оценка. *Рекультивация земель в степи Украины*. Днепропетровск, 1971. С. 20–37.
 20. Бекаревич Н. Е., Забалуев В. А. Биологическая консервация и сельскохозяйственное использование железорудных шламоохранилищ Кривбасса. *Земельні ресурси України: рекультивация, раціональне використання та збереження*: Матер. міжнар. наук. конф., присвяченої 90-річчю з дня народження проф. М. О. Бекаревича. Дніпропетровськ: Дніпропетровський держ. аграрн. ун-т., 1996. С. 54–56.
 21. Бекаревич Н. Е., Колбасин А. А. Возможность создания в черноземной зоне рекультивированных почв высокого плодородия. *Мелиорация, борьба с эрозией, рекультивация почв*: тезисы докладов 1 делегатского съезда почвоведов и агрохимиков Украинской ССР, 8–11 июня, 1982 г. Харьков, 1982. С. 77–78.
 22. Бекаревич Н. Е., Колбасин А. А. Итоги научных исследований по рекультивации и перспективы создания высокопродуктивных рекультивированных участков. *Рекультивация земель, нарушенных открытыми горными разработками*. Орджоникидзе: Губкин, 1974. С. 3–5.
 23. Бекаревич Н. Е., Масюк М. Т. Техногенні екосистеми та основні напрямки їх оптимізації. *Біогеоценологічні дослідження на Україні*. Львів, 1975. С. 166–167.
 24. Бекаревич Н. Е., Масюк Н. Т. Возможность создания на рекультивированных землях в степи и сухой степи почв высокого плодородия. *Земельные ресурсы мира, их использование*. Москва: Наука, 1978. С. 108–116.
 25. Бекаревич Н. Е., Масюк Н. Т. К вопросу о плодородии почв и пород. *Освоение нарушенных земель*: сб. статей. Москва, 1976. С. 5–26.
 26. Бекаревич Н. Е., Масюк Н. Т. Некоторые программно-методические вопросы изучения биогеоценологического покрова в техногенных ландшафтах. *Программа и методика*

- изучения техногенных биогеоценозов: сб. статей АН СССР. Москва: Наука, 1978. С. 89–105.*
27. Бекаревич Н. Е., Масюк Н. Т. О системном подходе к созданию рекультивированных земель в Степной зоне и рациональном использовании при этом плодородного почвенного слоя. *Рекультивация земель в СССР: тезисы докладов Всесоюзной научно-технической конференции. Москва, 1982. С. 7–9.*
 28. Бекаревич Н. Е., Масюк Н. Т. Рациональное использование насыпного слоя почвы на участках рекультивации в черноземной зоне. Москва: Наука, 1976. С. 112–150.
 29. Бекаревич Н. Е., Масюк Н. Т. Эколого-биологические предпосылки сельскохозяйственного освоения участков открытых разработок в Никопольском марганцеворудном бассейне. *Почвы Днепропетровской области и пути их рационального использования. Днепропетровск: Промінь, 1966. С. 69–7.*
 30. Бекаревич Н. Е., Масюк Н. Т., Узбек И. Х. Рекомендации по биологической рекультивации земель в Днепропетровской области. Днепропетровск, 1969. 36 с.
 31. Белова Н. А. К вопросу о химических особенностях шахтных пород Западного Донбасса как своеобразных местообитаний для создания лесных культурбиогеоценозов. *Биогеоценология, антропогенные изменения растительного покрова и их прогнозирование: Тез. докл. 2-го Республ. совещ. Киев: Наук. думка, 1978. С. 153.*
 32. Белова Н. А. Микроморфологическая диагностика почвообразовательных процессов в лесоулучшенных почвах степной зоны. *Проблемы фундаментальной экологии: материалы 3-й Всеукраинской конференции, 8–9 декабря 1998 г. Кривой Рог, 1998. С. 14–18.*
 33. Белова Н. А. Микроморфология деструктивных почв Западного Донбасса. *Современные методы рекультивации земель и производства экологически чистой сельскохозяйственной продукции. Днепропетровск: УЭАН, Институт проблем природопользования и экологии НАНУ, 1998. С. 25–26.*
 34. Белова Н. А. Мікрморфологічна діагностика ґрунтотворних процесів в лесопокращених ґрунтах степової зони. *Проблеми фундаментальної екології: Матеріали Всеукраїнської конференції, 9–10 грудня 1997 р. Кривий Пiр, 1997.*
 35. Белова Н. А. О диагностике структурно-функциональных особенностей почвогрунтов лесных культурбиогеоценозов

- методом микроморфологического анализа. *Структурно-функциональные особенности естественных и искусственных биогеоценозов*: тез. докл. Всесозн. совещ. Днепропетровск: ДГУ, 1978. С. 222–224.
36. Белова Н. А. Экологическая микроморфология как отрасль лесного почвоведения. *Проблемы индустриальных регионов: менеджмент и экология*: материалы 3-й международной конференции по устойчивому развитию, 23–27 марта, 1998. Запорожье, 1998. С. 111–112.
 37. Белова Н. А. Экология, микроморфология, антропогенез лесных почв степной зоны Украины. Днепропетровск: ДНУ, 1997. 264 с.
 38. Белова Н. А., Альбицкая М. А., Зверковский В. Н. Вопросы оптимизации техногенных ландшафтов Западного Донбасса путём создания мелиоративных и рекреационных лесных насаждений. *Биогеоценологические аспекты лесной рекультивации нарушенных земель Западного Донбасса*. Днепропетровск: ДГУ, 1980. С. 21–38.
 39. Белова Н. А., Глебова Е. А., Ярилова Е. А.. Особенности микроморфологического строения искусственных почвогрунтов на участках лесной рекультивации Западного Донбасса. *Вопросы степного лесоведения, биогеоценология и охрана природы*. Днепропетровск: ДГУ, 1979. С. 28–34.
 40. Белова Н. А., Зверковский В. Н., Тупика Н. П. Некоторые вопросы создания лесных культурбиогеоценозов на рекультивируемых землях Западного Донбасса. *Биогеоценология, антропогенные изменения растительного покрова и их прогнозирование*: тез. докл. 2-го Республ. совещ. Киев: Наук. думка, 1978. С. 165.
 41. Белова Н. А., Зверковский В. Н., Тупика Н. П. Некоторые вопросы фиторекультивации нарушенных территорий Западного Донбасса. *Рекультивация земель, нарушенных при добыче полезных ископаемых*: тез. докл. конф. Москва: АН СССР, 1977. С. 208–210.
 42. Белова Н. А., Сытник К. М., Травлеев А. П. Эколого-биологические основы сельскохозяйственного районирования территорий. *Экология и ноосферология*. 1996, № 3. С. 189–191.
 43. Белова Н. А., Травлеев А. П. Естественные леса и степные почвы. Дніпропетровськ: ДНУ, 1999. 348 с.
 44. Белова Н. А., Травлеев А. П., Емшанов Д. Г. Антропо-техногенная деформация лесных биомов рек степной Украины. *Биологиче-*

- ское разнообразие лесных экосистем. Институт лесоведения РАН. Москва, 1995. С. 23.
45. Белова Н.А., Ярилова. Е.А. Об использовании микроморфологического метода в исследовании почв искусственных дубрав на плакоре Присамарья. *Структурно-функциональные особенности естественных и искусственных биогеоценозов*: тез. докл. Всесозн. совещ. Днепропетровск: ДГУ, 1978. С. 161–163.
 46. Харитонов М.М., Бабенко М.Г., Торхова Н.А., Гаврюшенко О.О. Біогеохімічна оцінка гірських порід Нікопольського марганцеворудного родовища після їх фітомеліорації. *Вісник Дніпропетровського державного аграрного університету*. 2011, № 2. С. 6–9.
 47. Біоенергетичні і термодинамічні характеристики геологічних відкладень як передумова оцінки їх придатності для біологічного освоєння / [В.О. Забалуєв, М.М. Харитонов, Н.А. Торхова та ін.]. *Агрохімія і ґрунтознавство: міжвідомчий тематичний науковий збірник. Спеціальний випуск*. 2002. С. 65.
 48. Біологічне різноманіття України. Дніпропетровська область. Птахи: Негоробцеподібні (Aves: Non-Passeriformes): моногр. / В.Л. Булахов, А.А. Губкін, О.Л. Пономаренко, О.Є. Пахомов. Дніпропетровськ: Вид-во Дніпропетр. нац. ун-ту, 2009. 624 с.
 49. Біологічне різноманіття України. Дніпропетровська область. Птахи: Горобцеподібні (Aves: Passeriformes): моногр. / В.Л. Булахов, А.А. Губкін, О.Л. Пономаренко, О.Є. Пахомов. Дніпропетровськ: Вид-во ДНУ, 2013. 520 с.
 50. Бондарь Г.А. О процессах естественного зарастания отвальных пород буроугольных и железорудных карьеров. *Растения и промышленная среда*. Киев: Наукова думка, 1971. С. 149–153.
 51. Бондарь Г.А., Жуков А.В. Экологическая структура растительного покрова, сформированного в результате самозарастания дерново-литогенных почв на лессовидных суглинках. *Вісник Дніпропетровського державного аграрного університету*. 2011. С. 54–62.
 52. Бронникова М.А., Таргульян В.О. Кутанный комплекс текстурно-дифференцированных почв. Москва: Академкнига, 2005. 198 с.
 53. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. Москва: Агропромиздат, 1986. 416 с.
 54. Волох П.В. Оценка качества рекультивированных земель // Земельные ресурсы Украины: рекультивация, рациональное использование и охрана: Материалы международной науч-

- ной конференції, посвященній 90-літтю со дня рождення М. О. Бекаревича. Днепропетровск, 1996. С. 72.
55. Волох П. В., Трухов О. В. Агрегатний состав насыпного плодородного слоя почвы и вскрышных пород при рекультивации. *Рекультивация земель*: сб. науч. тр. ДСХИ. Днепропетровск, 1987. С. 54–61.
 56. Вопросы оптимизации техногенных ландшафтов Западного Донбасса путем создания мелиоративных и рекреационных лесных насаждений / А. П. Травлеев, М. А. Альбицкая, А. Г. Лындя, В. Н. Зверковский. *Биогеоэкологические основы лесной рекультивации нарушенных земель Западного Донбасса*. Днепропетровск: ДГУ, 1980. С. 21–38.
 57. Гаврюшенко О. О. Агроекологічне обґрунтування динаміки едафічних характеристик рекультивованих земель при їх сільськогосподарському освоєнні в Нікопольському марганцеворудному басейні: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. с.-г. наук; 03.00.16 – екологія. Дніпропетровськ, 2017. 28 с.
 58. Гаврюшенко О. О. Вивчення особливостей агрохімічних показників моделей техноземів при рекультивації земель сільськогосподарського призначення (Нікопольський марганцеворудний басейн). *Збірник наукових праць Подільського державного аграрно-технічного університету*. Спеціальний випуск. Кам'янець-Подільський, 2013. С. 310–313.
 59. Гаврюшенко О. О. Вивчення та обґрунтування динаміки деяких едафічних характеристик рекультивованих земель при довготривалій фітомеліорації на прикладі Нікопольського марганцеворудного басейну. *Таврійський науковий вісник*. Херсон, 2013. С. 37–41.
 60. Гаврюшенко О. О. Обґрунтування динаміки щільності складання моделей техноземів при сільськогосподарському освоєнні в умовах Нікопольського марганцеворудного басейну. *Вісник аграрної науки Причорномор'я*. Миколаїв, 2013. С. 149–154.
 61. Гаврюшенко О. О. Особливості біоіндикації моделей техноземів Нікопольського марганцеворудного басейну при їх сільськогосподарському освоєнні. *Таврійський науковий вісник*. Херсон, 2014. С. 136–139.
 62. Герасимов И. П. Понятие «почва – природное тело» и его производные (почва-режим, почва-воспроизводство). *Почвоведение*. 1983, № 4. С. 12–22.

63. Герасимов И. П. Экологические проблемы в прошлой, настоящей и будущей географии мира. Москва: Наука, 1985. 248 с.
64. Герасимов И. П., Глазовская М. А. Основы почвоведения и географии почв. Москва: МГУ, 1960. 482 с.
65. Горбань В. А. Співвідношення екологічних функцій ґрунтів та їх екологічних властивостей. *Ґрунтознавство*. Дніпропетровськ: ДНУ, 2008. Т. 9, №1–2. С. 124–127.
66. Горбань В. А. Фізичний стан ґрунтів як екологічний фактор. *Ґрунтознавство*. Дніпропетровськ: ДНУ, 2006. Т. 7, № 3–4. С. 102–111.
67. Горбань В. О. Зв'язок водопроникності ґрунтів з іншими їхніми фізичними властивостями у лісових угрупованнях Присамар'я. *Вісник Львівського ун-ту*. Серія біологічна. Львів, 2007. № 6. С. 161–165.
68. Горбунов Н. И. Минералогия и коллоидная химия почв: Учебное пособие. Москва: Наука, 1974. 307 с.
69. Горбунов Н. И. Минералогия и физическая химия почв. Москва: Наука, 1976. 290 с.
70. Грицан Ю. І., Кацевич В. В., Геворгян К. А. Вивчення ґрунтовірних процесів на дослідних ділянках рекультивації покровського ГЗК. Глобальні та локальні екологічні проблеми. Шляхи їх вирішення: Збірник матеріалів Всеукраїнської Інтернет-конференції / Відокремлений підрозділ Національного університету біоресурсів та природокористування України «Немішаївський агротехнічний коледж». Немішаєве: ВП НУБіП НАН України, 2019. С. 171–174.
71. Демидов А. А., Грицан Ю. И., Жуков А. В. Пространственная вариабельность агрегатного состава техноземов. *Вісник Дніпропетровського державного аграрного університету*. 2010. № 2. С. 11–19.
72. Додатко Э. Л. Состав, свойства и пригодность вскрышных пород буроугольных и марганцеворудных карьеров Украины для сельскохозяйственного использования. Автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. с.-г. наук. Симферополь, 1974. 21 с.
73. Докучаев В. В. Русский чернозём. Москва–Ленинград: Сельхозгиз, 1936. 550 с.
74. ДСТУ Б В.2.1–16:2009. Методи лабораторного визначення вмісту органічних речовин. Київ: Держспоживстандарт України, 2010. 8 с. (Національний стандарт України)

75. ДСТУ Б В.2.1–19:2009. Методи лабораторного визначення гранулометричного (зернового) та мікроагрегатного складу. [Чинний від: 28.12.2001]. Київ: Держспоживстандарт України, 2010. 15 с. (Національний стандарт України)
76. ДСТУ Б В.2.1–21:2009. Ґрунти. Визначення щільності Ґрунтів методом заміщення об'єму. Київ: Держспоживстандарт України, 2010. 8 с. (Національний стандарт України).
77. Екологічні особливості розподілу ферментативної активності в едафотобах / В.І. Чорна, В.В. Кацевич, Д.Р. Лисенко, Т.О. Коновалова. *Відновлення біотичного потенціалу агроєкосистем: матеріали IV Міжнародної конференції* / за ред. Чорної В.І. Дніпро: Середняк Т.К., 2020. С. 40–42.
78. Екологічні функції гумусу / І.І. Назаренко, М.А. Бербець, В.Р. Черлінка, Б.П. Том'юк. *Ґрунтознавство*. 2004. Т. 5, № 1–2. С. 5–15.
79. Екологія техноземів: монографія / О.В. Жуков, Г.О. Задорожна, К.П. Маслікова та ін. Дніпро, 2017. 442 с.
80. Єтеревська Л.В., Момот Г.Ф., Канаш А.П. Класифікація рекультивованих Ґрунтів, систематика та генетико-виробнича діагностика. Харків: Міськдрук, 2012. 68 с.
81. Забалуев В.А. Изменение плодородия вскрышных горных пород в процессе их сельскохозяйственного освоения. *Вісник Дніпропетровського державного аграрного університету*. 1999, № 1. С. 48–50.
82. Забалуев В.А. Исследование возможности сельскохозяйственного освоения серо-зеленых мергелистых глин в Никопольском марганцеворудном бассейне. *Эколого-биологические и социально-экономические основы сельскохозяйственной рекультивации в степной черноземной зоне УССР*: тр. ДСХИ. Днепропетровск, 1984. С. 118–124.
83. Забалуев В.А. Направленный фитомелиоративный сингенез на серо-зеленых мергелистых глинах. *Экологические проблемы аграрного производства. Симпозиум 1. Биологические и горнотехнические проблемы рекультивации нарушенных земель и повышение их продуктивности: материалы межрегиональной науч.-практич. конференции*. Днепропетровск: Днепропетровский гос. аграрный унив., 1992. С. 104.
84. Забалуев В.А. Приемы создания высокопродуктивных многолетних агрофитоценозов при сельскохозяйственной рекультивации вскрышных горных пород. *Збірник наукових праць*

- Луганського державного аграрного університету*. Луганськ, 2002. С. 25–32.
85. Забалуєв В. А. Продуктивність та структура травостою багаторічних складних агрофітоценозів в залежності від покривного та безпокривного посіву на рекультивованих землях. *Вісник Львівського державного аграрного університету*. Агрономія. 2001. № 5. С. 600–606.
 86. Забалуєв В. А. Фитоіндикація плодородія вскришних горних порід в процесі їх біологічного освоєння. *Вісник Дніпропетровського державного аграрного університету*. 2001. № 1. С. 12–15.
 87. Забалуєв В. А. Формирование агроэкосистем рекультивированных земель в Степи Украины: эдафическое обоснование. Киев, 2010. 261 с.
 88. Забалуєв В. О. Едафо-фітоценотичне обґрунтування формування та функціонування стійких агроєкосистем на рекультивованих землях Степу України: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня докт. с.-г. наук; 03.00.16 – екологія. Київ, 2005. 40 с.
 89. Забалуєв В. О. Енергетика гумусонакопичення в штучних едафотопіях при сільськогосподарській рекультивациі. *Бюлетень Інституту зернового господарства УААН*. 2002. № 18. С. 38–40.
 90. Забалуєв В. О. Ефективність азотних підживлень багаторічних злаково-бобових агроценозів при вирощуванні на рекультивованих землях. *Бюлетень Інституту зернового господарства УААН*. 2001. № 17. С. 29–31.
 91. Забалуєв В. О. Необхідність введення в технологію сільськогосподарської рекультивациі стабілізаційно-фітомеліоративного періоду. *Оптимізація агроландшафтів: раціональне використання, рекультивациія, охорона*: матеріали міжнародної науково-практичної конференції. Дніпропетровськ: Дніпропетровський держ. аграрний університет, 2003. С. 139–141.
 92. Забалуєв В. О. Продуктивність, динаміка та структура складних агроценозів, створених на розкривних гірських породах Нікопольського марганцеворудного басейну. *Бюлетень Інституту зернового господарства УААН*. 2001. № 15. С. 41–44.
 93. Забалуєв В. О. Роль едафотопіа в створенні стійких агроєкосистем на рекультивованих землях. *Науковий вісник Національного аграрного університету*. 2002. № 58. С. 197–202.

94. Забалуєв В. О. Термодинамічні характеристики гірських порід як показники сприятливості ґрунотворенню. *Науковий вісник Національного аграрного університету*. 2005. № 81. С. 73–77.
95. Забалуєв В. О. Технологія створення продуктивних багаторічних агрофітоценозів для рекультивованих земель. *Вісник Дніпропетровського державного аграрного університету*. 2003. № 3. С. 12–15.
96. Забалуєв В. О., Дітковська М. В. Моделі техноземів для сільськогосподарської рекультивації порушених земель. *Збірник наукових праць Національного наукового центру «Інститут землеробства УААН»*. Київ: ВП «Едельвейс», 2011. С. 23–29.
97. Забалуєв В. О., Таріка О. Г., Надтока Р. І. Изменение плодородия искусственных эдафотопов в процессе их биологического освоения. *Агротехніка і ґрунтознавство: міжвідомчий тематичний науковий збірник*. Дніпропетровськ, 2002. С. 66.
98. Забалуєв В. О., Таріка О. Г., Надтока Р. І. Умови, що визначають стійкість і стабільну продуктивність багаторічних культурфітоценозів на штучних едафотобах рекультивованих земель. *Вісник Харківського національного аграрного університету*. 2002. № 1. С. 211–213.
99. Зверковский В. Н. Адаптация древесных пород к техногенным условиям Западного Донбасса. *Механизмы адаптации растений и животных к экстремальным факторам среды*: тез. докл. Ростовского областного научного семинара. Ростов-на-Дону, 1987. С. 219.
100. Зверковский В. Н. Биогеоценологическое обоснование лесной рекультивации земель, нарушенных угольной промышленностью в степной зоне Украины: дис... докт. биол. наук; 03.00.16 – екологія. Днепропетровск, 1999. 566 с.
101. Зверковский В. Н. Вплив меліорацій на ефективність освоєння порушених земель. *Вісник Дніпропетровського державного аграрного університету*. Дніпропетровськ, 2010. С. 20–25.
102. Зверковский В. Н. Тотально-катастрофические сукцессии лесной растительности долины реки Самары в районе Западного Донбасса. *Вопросы степного лесоведения и лесной рекультивации земель*. Днепропетровск: ДГУ, 1997. С. 65–70.
103. Зверковский В. Н. Участки лесной рекреации на нарушенных землях Западного Донбасса. *Мониторинговые исследования биогеоценологических систем степной зоны*. Днепропетровск: ДГУ, 1995. С. 104–110.

104. Зверковский В. Н., Тупика Н. П. Биоэкологическое обоснование лесной рекультивации нарушенных земель. *Биологическая рекультивация нарушенных земель*: матер. Междунар. совещ. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. С. 112–114.
105. Зленко І. Б. Агроєкологічні чинники формування мікробоценозів на початкових етапах біологічного освоєння рекультивованих земель. Автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. с.-г. наук: 03.00.16 – екологія. Дніпропетровськ, 2012. 20 с.
106. Кабаненко В. П. Влияние удобрений на урожайность и качество ярового ячменя, кукурузы и люцерны, возделываемых на различных вариантах рекультивированных земель. *Рекультивация земель*: сб. науч. тр. ДСХИ. Днепрпетровск, 1987. С. 148–156.
107. Кармазиненко С. П. Мікроморфологічний аналіз при дослідженні сучасних чорноземів України. *Агрохімія і ґрунтознавство*. Харків, 2008. С. 171–177. 169.
108. Кармазиненко С. П. Мікроморфологічні дослідження викопних і сучасних ґрунтів України. Київ: Наук. думка, 2010. 120 с.
109. Кацевич В. В. Агроєкологічні особливості мікроморфології педоземів. *Агроєкологічний журнал*. 2020. С. 38–47.
110. Кацевич В. В. Виділення одиниць управління у просторовій структурі техногенних ґрунтів. *Сучасний стан та проблеми розвитку сільськогосподарських меліорацій*: Матеріали міжнародної науково-практичної конференції. Дніпропетровськ: ДДАУ, 2014. С. 109–111.
111. Кацевич В. В. Водно-фізичні властивості дерново-літогенних ґрунтів на сіро-зелених глинах. X mezinárodní vědecko-praktická konference “Vědecký průmysl evropského kontinentu. 2014, Díl. 18. Ekologie-Zeměpis a geologie Zemědělství. Výstavba a architektura: Praha. Publishing House «Education and Science» s.r.o. С. 3–5.
112. Кацевич В. В. Едафічна характеристика дерново-літогенних ґрунтів на сіро-зелених глинах на засадах екологічної мікроморфології. *Відновлення біотичного потенціалу агро-екосистем*: матеріали III Міжнародної конференції / за ред. Чорної В. І. Дніпро: Видавництво «Роял Принт», 2018. С. 204–205.
113. Кацевич В. В. Еколого-мікроморфологічна характеристика дерново-літогенних ґрунтів на сіро-зелених глинах. *Матеріали наукової підсумкової конференції викладачів факультету водогосподарської інженерії та екології за підсумками 2016 року*. Дніпро: ДДАЕУ, 2017. С. 10–12.

114. Кацевич В. В. Еколого-мікроморфологічний аналіз педоземів науково-дослідного стаціонару Дніпровського державного аграрно-економічного університету. *Відновлення біотичного потенціалу агроєкосистем*: матеріали IV Міжнародної конференції / за ред. Чорної В. І. Дніпро: Середняк Т. К., 2020. С. 80–82.
115. Кацевич В. В. Спосіб рекультивації земель, порушених відкритими гірничими роботами. Патент на корисну модель № 112313. Дніпровський державний аграрно-економічний університет. 201606443; заявл.: 13.06.2016; опубл.: 12.12.2016. Бюл. № 23.
116. Кацевич В. В. Стрижак О. В. Едафічна характеристика літогенних ґрунтів на лесоподібних суглинках. *Агроєкологічний журнал*. 2016, № 1. С. 33–39.
117. Кацевич В. В., Грицан Ю. І. Едафічна характеристика дерново-літогенних ґрунтів на сіро-зелених глинах на засадах екологічної мікроморфології. *Вісник Полтавської державної аграрної академії*. 2018. 131–136.
118. Кацевич В. В., Єлфімов Д. А. Визначення ґрунотвірних процесів на дослідних ділянках рекультивації Орджонікідзевського ГЗК. *Матеріали Міжнародної науково-практичної конференції «Рекультивація складних техноєкосистем в новому тисячолітті: ноосферний аспект»*, 29–30 травня 2012 р. Дніпропетровськ, 2012. С. 164–166.
119. Кацевич В. В. Еколого-мікроморфологічна характеристика дерново-літогенних ґрунтів на сіро-зелених глинах науково-дослідної станції з сільськогосподарської рекультивації земель ДДАЕУ. *Новітні системи землеробства та шляхи підвищення еколого-біологічної ефективності використання земель в сучасному агрокомплексі*: матеріали Міжнар. науково-практ. конф. Дніпро: ДДАЕУ, 2017. С. 41–43.
120. Качинский Н. А. Физика почвы. В 2-х ч. Москва: Высшая школа, 1970. – 358 с.
121. Кононова М. М. Проблема почвенного гумуса и современные задачи его изучения. Москва: АН СССР, 1951. 392 с.
122. Концептуальные основы устойчивого развития нарушенных природных экосистем / А. С. Кобец, П. В. Волох, И. Х. Узбек та ін. Днепропетровск: «Свидлер А. Л.», 2012. 293 с.
123. Концепція рекультивації земель, порушених за відкритого та підземного видобутку корисних копалин / С. А. Балюк, Л. В. Єтеревська, А. П. Травлєєв, В. М. Зверковський. Харків: Міськдрук, 2012. 50 с.

124. Кунах О. В., Коляда В. В. Отображення техноземів в географічному і екологічному пространствах. *Вісник Дніпропетровського державного аграрно-економічного університету*. 2010. № 2. С. 56-60.
125. Лактионов Н. И. Закономерности трансформации коллоидов при их сельскохозяйственном использовании: автореф. дис. на соиск. ученой степени док. с.-х. наук. Харьков, 1974. 35 с.
126. Лесная рекультивация нарушенных земель Западного Донбаса / В. Н. Зверковский, Н. Н. Цветкова, А. Ф. Кулик, Ю. І. Грицан. *Охорона довкілля: матеріали Всеукраїнської конференції*. Кривий Ріг: КДПІ, 1997. С. 17–21.
127. Лядская И. В., Ющенко О. Н. Влажность устойчивого завядания растений на дерново-литогенных почвах на серо-зеленых глинах. *Экология и биология почв: международная научная конференция, 17–19 ноября 2014 г. Ростов-на-Дону, 2014*. С. 123–124.
128. Лядська І. В. Визначення середовище перетворюючої ролі агроєкосистем на біологічному етапі рекультивациі земель. *Екологічні питання співіснування: людина-рослина: матеріали всеукр. наук.-практ. конф., 22 травня 2009 р. Дніпропетровськ, 2009*. С. 260.
129. Лядська І. В. Динаміка фізичних та водно-фізичних властивостей педоземів за профілем. *Вісник Дніпропетровського державного аграрно-економічного університету*. 2014. С. 131–133.
130. Лядська І. В. Екологічне значення фізичних властивостей техноземів Нікопольського марганцеворудного басейну. Автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. с.-г. наук; 03.00.16 – екологія. Дніпропетровськ, 2015. 24 с.
131. Лядська І. В. Ентропія вертикального розподілу агрегатної структури техноземів Нікопольського марганцеворудного басейну. *Екологізація сталого розвитку і ноосферна перспектива інформаційного суспільства: матеріали міжнар. наук.-практ. конф. студентів, аспірантів і молодих вчених, 3 жовтня 2013 р. Харків, 2013*. С. 50.
132. Лядська І. В. Особливості змін агрегатної структури техноземів за профілем. *Вісник Дніпропетровського державного аграрно-економічного університету*. Біологія. Екологія. 2014. С. 77–82.
133. Лядська І. В. Статистичні характеристики оцінок профільного розподілу вологості в'янення рослин на педоземах за профілем. *Екологічний інтелект – 2015: матеріали XX міжнародної*

- науково-практичної конференції молодих вчених, 14–15 трав. 2015 р. Дніпропетровськ. 2015. С. 54–57.
134. Лядська І. В. Фізичні властивості техноземів Нікопольського марганцеворудного басейну. *Напрями розвитку сучасних систем землеробства: матеріали міжнар. наук.-практ. інтернет-конференції, присвяченої 110-річчю від дня народження професора С. Д. Лисогорова*, 11 грудня 2013 р. Херсон, 2013. С. 535–537.
 135. Лядська І. В., Андрусевич К. В. Динаміка фізичних властивостей дерново-літогенних ґрунтів на червоно-бурих глинах за профілем. *Вісник Львівського національного аграрного університету*. Агрономія. 2014. С. 75–79.
 136. Масюк Н. Т. Введение в сельскохозяйственную экологию. Дніпропетровськ: Днепрпетр. с.-х. ин-т, 1989. 192 с.
 137. Масюк Н. Т. Вскрышные горные породы как объект исследования, особенности его познания, методические трудности и некоторые пути их преодоления. *Создание высокопродуктивных агробиоценозов в техногенном ландшафте*: тр. ДСХИ. Днепрпетровск, 1975. С. 3–54.
 138. Масюк Н. Т. Использование механического состава для агробиологической оценки вскрышных горных пород. *Новое в биологии, селекции и агротехнике полевых и плодовых культур*: тр. ДСХИ. Днепрпетровск, 1975. С. 3–11.
 139. Масюк Н. Т. Особенности формирования естественных и культурных фитоценозов на вскрышных горных породах в местах производственной добычи полезных ископаемых. *Рекультивация земель: X Междунар. конгресс почвоведов*. Днепрпетровск, 1974. С. 62–106.
 140. Масюк Н. Т. Проблема органического вещества в почвах техногенных ландшафтов. *Рекультивация земель*: сб. науч. тр. Днепрпетровского СХИ. Днепрпетровск, 1987. С. 4–37.
 141. Масюк Н. Т. Растительные ресурсы естественных травостоев, формируемых на вскрышных горных породах и возможные пути их использования. *Пути рационального использования земель*: тез. докл. науч.-практ. конф. Днепрпетровск, 1974. С. 43–46.
 142. Масюк Н. Т. Рекультивация земель в Украине: фундаментальные и прикладные достижения. *Вісник аграрної науки*. 1998. С. 15–21.

143. Масюк Н. Т. Экология нарушенных горных пород: состав, свойства, ресурсы, классификация. *Проблемы охраны, рационального использования и рекультивации черноземов*. Москва: Наука, 1989. С. 139–166.
144. Масюк Н. Т. Эколого-биологическая классификация горных пород. *Экологические проблемы аграрного производства*. Симпозиум 1. Биологические и горнотехнические проблемы рекультивации нарушенных земель и повышение их продуктивности. Днепропетровск, 1992. С. 33–43.
145. Масюк Н. Т., Бабенко М. Г. Формирование биогеогоризонтов на первичных эдафотопях в Никопольском марганцеворудном бассейне. *Экологические проблемы аграрного производства*. Симпозиум 1. Биологические и горнотехнические проблемы рекультивации нарушенных земель и повышение их продуктивности. Днепропетровск, 1992. С. 50–52.
146. Масюк Н. Т., Забалуев В. А. Эколого-биологические особенности создания и функционирования самофитомелиорирующихся агроценозов при биологической рекультивации вскрышных горных пород. *Земельні ресурси України: рекультивація, раціональне використання та збереження*: матер. міжнарод. наук. конф., присвяченої 90-річчю з дня народження проф. М. О. Бекаревича. Дніпропетровськ: Дніпропетровський держ. аграрн. ун-т, 1996. С. 58–59.
147. Матвишина Ж. Н. Микроморфология плейстоценовых почв Украины. Киев: Наук. думка, 1982. 39 с.
148. Медведев В. В. Использование микроморфологического метода при изучении уплотнения и разрушения почв. *Микроморфология генетическому и прикладному почвоведению*: труды конф. Тарту, 1983. С. 14–15.
149. Медведев В. В. Особенности макро- и микроструктуры черноземных и темно-каштановых почв УССР в связи с их микростроением и водно-физическими свойствами: автореф. дис. ... канд. с.-х. наук. Харьков, 1969. 22 с.
150. Мочалова Э. Ф. Изготовление шлифов из почв с ненарушенным строением. *Почвоведение*. 1956. С. 98–100.
151. О развитии корневых систем акации белой и ивы вавилонской на насыпных участках лесной рекультивации Западного Донбасса / Н. А. Белова, В. Н. Зверковский, И. Е. Олег, Н. П. Тупика. *Биогеоценологические аспекты лесной рекультивации*

- нарушенных земель Западного Донбасса*. Днепропетровск: ДГУ, 1980. С. 77–95.
152. Панас Р.М. Агроэкологические основы рекультивации земель Львов: Изд. Львов. гос. ун-та, 1989. 160 с.
 153. Панас Р.М. Рекультивація земель. Львів: Новий Світ, 2007. 224 с.
 154. Парфенов Е.И., Ярилова Е.А. Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении. Москва: Наука, 1977. 198 с.
 155. Поляков А.Н. Микроморфология черноземов европейской части СССР: автореф. дис. ... докт. биол. наук: 06.01.03 «Экология». Московский гос. унив. Москва, 1984. 38 с.
 156. Поляков А.Н., Польский М.Н. Методика приготовления шлифов из почвообразующих пород для микроморфологических измерений. *Почвоведение*. 1965. № 9. С. 86–90.
 157. Поляков А.Н., Ярилова Е.А., Кизяков Ю.Е. Микроморфология карбонатных черноземов Кабардино-Балкарской АССР. *Науч. докл. высш. школы. Биол. науки*. 1969. № 12. С. 101–106.
 158. Поляков А.Н., Ярилова Е.А., Кизяков Ю.Е. Микроморфологическое исследование и морфометрия карбонатных черноземов Предкавказья. *Почвоведение*. 1972. № 11. С. 91–100.
 159. Пономарева В.В. Теория подзолообразовательного процесса. Москва, Ленинград: Наука, 1964. 375 с.
 160. Природные условия Никопольского марганцеворудного бассейна / Н.Е. Бекаревич, Н.Т. Масюк, Н.Д. Горобец и др. *О рекультивации земель в Степи Украины*. Днепропетровск: Промінь, 1971. С. 11–20.
 161. Просторова агроекологія та рекультивація земель: монографія / О.А. Демидов, А.С. Кобець, Ю.І. Грицан, О.В. Жуков. Дніпропетровськ: «Свідлер А.Л.», 2013. 560 с.
 162. Забалуєв В.О., Чабан І.П., Момот Г.Ф., Кулініч В.В. Рекультивація техногенно порушених територій: досвід сільськогосподарського використання. *Міжвідомчий тематичний науковий збірник*. Книга 3. Охорона ґрунтів від ерозії і техногенного забруднення, рекультивація, агрохімія, біологія ґрунтів. Харків: ТОВ «Смуґаста типографія», 2014. С. 27–29.
 163. Розанов Б.Г. Морфология почв. Москва: Академический Проект, 2004. 432 с.
 164. Белова Н.А., Зонн С.В., Травлеев А.П., Емшанов Д.Г. Роль элементарных почвенных процессов во взаимодействии лесной

- растительности с почвами в степной зоне. *Ботаника и микология на пути в третье тысячелетие*: межд. сб. научн работ посв. 70 летию акад. К. М. Сытника. Днепропетровск, 1996. С. 103–114.
165. Ромашкевич А. И., Герасимова М. И. Микроморфология и диагностика почвообразования. Москва: Наука, 1982. 124 с.
 166. Русанова Г. В. Микроморфология антропогенно- измененных почв (на примере тундровых и таежных почв Русской равнины и Северного Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 161 с.
 167. Соколов И. А., Таргульян В. О. Взаимодействие почвы и среды: почва-память и почва-момент. *Изучение и освоение природной среды*. Москва: Наука, 1976. С. 150–164.
 168. Соколовский А. Я. Курс сельскохозяйственного почвоведения Москва, Ленинград: Гос. изд-во совх. и колх. литературы, 1934. 268 с.
 169. Спосіб рекультивації земель, порушених відкритими гірничими роботами / А. С. Кобець, А. М. Пугач, В. І. Чорна, В. В. Кацевич. Патент на корисну модель № 105698. Дніпровський державний аграрно-економічний університет. 201511273; заявл.: 16.11.2015; опубл.: 25.03.2016. Бюл. № 6.
 170. Стрижак О. В. Еколого-мікроморфологічні дослідження ґрунтів центральної заплави р. Самари. *Ґрунтознавство*. 2014. Т. 15, № 3–4. С. 90–99.
 171. Стрижак О. В. Мікроморфологічні особливості ґрунтів степових біогеоценозів. *Ґрунтознавство*. 2012. Т. 13, № 3–4. С. 52–64.
 172. Тарасов В. В. Флора Дніпропетровської та Запорізької областей. Дніпропетровськ: Вид-во ДДУ, 2005. 276 с.
 173. Таргульян В. О. Специфика почвы как поверхностно-планетарной оболочки биосферной планеты. *Экология и почва: избранные лекции VIII–IX Всероссийских школ (1998–1999 гг.)*. Т. III. Москва: ПОЛТЕКС, 1999. С. 9–23.
 174. Таргульян В. О., Горячкин С. В. Память почв: почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий Москва: Изд-во ЛКИ, 2008. 692 с.
 175. Травлеев А. П. Научные основы техногенной биогеоценологии. *Биогеоценологические исследования техногенных ландшафтов степной Украины*. Днепропетровск: ДГУ, 1989. С. 4–9.
 176. Травлеев А. П., Белова Н. А. Мониторинг элементарных почвенных процессов, их влияние на микроморфологическое состо-

- яние лесных почв в степи. *Мониторинговые исследования биогеоценологических катен степной зоны*. Днепропетровск, 1995. С. 4–12.
177. Травлеев А. П., Зверковский В. Н. Биоэкологическое обоснование и создание защитных лесных насаждений на шахтных отвалах Западного Донбасса. *Тезисы научно-практической конференции «Повышение эффективности природоохранных работ в угольной промышленности»*. Пермь, 1986. С. 83.
178. Травлеев А. П., Зверковский В. Н., Мицик Л. П. Восстановление деструктивных почв техногенных ландшафтов Западного Донбасса. *Тезисы докладов VII Всесоюзного съезда почвоведов*. Ташкент, 1985. С. 198–199.
179. Травлеев А. П., Лындя А. Г., Зверковский В. Н. Физико-химические особенности шахтных пород и почво-грунтов участков лесной рекультивации в Западном Донбассе. *Биогеоценотические особенности лесов Присамарья и их охрана*. Днепропетровск: ДГУ, 1981. С. 12–18.
180. Травлеев А. П., Белова Н. А., Зверковский В. М. Теоретичні основи лісової рекультивції порушених земель у Західному Донбасі на Дніпропетровщині. *Ґрунтознавство*. 2005. №10. С. 19–29.
181. Узбек И. Х. Начальный почвообразовательный процесс в толще техногенных ландшафтов степной зоны Украины. *Ґрунтознавство*. 2002. Т. 2., № 1. С. 66–71.
182. Узбек И. Х. Еколого-біологічна оцінка едафотопів техногенних ландшафтів степової зони України. Автореф. дис. на здобуття наук. ступеня докт. біол. наук; 03.00.16 – екологія. Дніпропетровськ, ДНУ, 2001. 36 с.
183. Узбек И. Х., Галаган Т. І. Фізико-хімічні властивості едафотопів техногенних ландшафтів і їх еколого-економічне значення. *Ґрунтознавство*. Київ, Дніпропетровськ, 2004. Т. 5, № 1–2. С. 102–106.
184. Ультраморфологические особенности и экологическое значение взаимодействия между почвами / Д. Г. Рэй, А. П. Травлеев, Н. А. Белова, С. А. Шоба. *Український ботанічний журнал*. 1994. № 1. С. 11–18.
185. Фіторекультивация і стартовий ґрунтогенез на літоземах / В. О. Забалуєв, Д. Г. Тихоненко, М. О. Горін та ін. *Вісник ХНАУ*. Серія: Ґрунтознавство. 2004. № 6. С. 19–30.
186. Хазиев Ф. Х. Методы почвенной энзимологии. Москва: Наука, 2005. 252 с.

187. Харитонов М. М. Агроекологічні основи відновлення техногенно порушених земель в гірничовидобувних регіонах України. Автореф. дис. на здобуття наук. ступеня докт. с.-г. наук; 03.00.16 – екологія. Дніпропетровськ, 2009. 38 с.
188. Харитонов М. М. Визначальна роль фізико-хімічних та біологічних властивостей ґрунту у процесі оцінки стану рекультивованих земель. *Рекультивація складних техноекосистем в новому тисячолітті: ноосферний аспект*: матеріали Міжнародної науково-практичної конференції. Дніпропетровськ: ДДАУ, 2012. С. 121–124.
189. Чабан І. П. Водно-фізические свойства и агрохимическая характеристика рекультивированных земель под плодовыми насаждениями. *Тезисы докладов I-го делегатского съезда почвоведов и агрохимиков Украинской ССР*. Харьков, 1982. С. 63–65.
190. Чабан І. П., Забалуев В. О. Основні напрямки рекультивації земель і раціонального їх використання в чорноземній зоні України. *Вісник ХНАУ*. Серія: Ґрунтознавство. 2008. С. 9–12.
191. Чабан І. П., Зленко І. Б. Вибір моделей техногенних ґрунтів під плодово-ягідні насадження в місцях видобутку корисних копалин. *Ґрунтознавство і агрохімія на шляху до сталого розвитку України*: міжвідомчий тематичний науковий збірник. Харків, 2002. С. 158–160.
192. Чабан І. П., Зленко І. Б. Модели рекультивированных земель под плодово-ягодные насаждения. *Раціональне використання рекультивованих та еродованих земель*: матеріали міжнародної науково-практичної конференції. 29–31 травня 2001. Дніпропетровськ, 2002. С. 13–17.
193. Чорна В. І., Кацевич В. В., Вагнер І. В. Екологічні особливості ферментативної активності едафотопів техногенних ландшафтів. *Ecology and Noospherology*. 2018. № 29. С. 71–75.
194. Яковенко В. М. Вплив делювіальних процесів на макро- та мікроморфологію байрачних лісових ґрунтів. *Ґрунтознавство*. 2014. Т. 15, № 3–4. С. 74–88.
195. Яковенко В. М. Макро- та мікроструктурний стан чорноземних ґрунтів Присамар'я Дніпровського. *Типологія лісів степової зони, їх біорізноманіття та охорона*: тези доповідей Міжнародної наукової конференції. Дніпропетровськ, 2005. С. 64–67.
196. Яковенко В. М. Мікробудова чорноземів під штучними лісовими насадженнями. *Охорона ґрунтів – основа сталого розвитку України*. Книга друга: міжвідомч. тематич. наук. зб. «Агрохімія

- і ґрунтознавство». Спец. випуск до ІХ з'їзду УТГА (30 червня – 4 липня 2014 р., Миколаїв). Харків, 2014. С. 174–175.
197. Яковенко В. М. Мікроморфологічна діагностика чорноземів Присамар'я Дніпровського. *Ґрунтознавство*. 2008. Т. 9, № 3–4. С. 119–127.
 198. Яковенко В. М. Мікроморфологія основних процесів чорноземоутворення лісових ґрунтів Присамар'я Дніпровського. *Охороні ґрунтів – державну підтримку*. Книга друга: міжвідомч. тематич. наук. зб. «Агрохімія і ґрунтознавство». Спец. випуск до VIII з'їзду УТГА (5–9 липня 2010 р. Житомир). Харків, 2010. С. 77–78.
 199. Яковенко В. М. Мікроморфометрія водостійких структурних агрегатів ґрунтів лісових біогеоценозів південного сходу України. *Матеріали міжнародної наукової конференції з проблем екологічної мікроморфології ґрунтів*. Ґрунтознавство. 2007. Т. 8, № 1–2. С. 145.
 200. Яковенко В. М. Мікроструктура ґрунтів лісових екосистем Присамар'я Дніпровського. *Науковий вісник Чернівецького університету*. Біологія. 2004. Вип. 194. С. 170–177.
 201. Яковенко В. М. Моніторингові дослідження мікроморфології байрачних чорноземів Присамар'я. *Ґрунтознавство*. 2009. Т. 10, № 3–4. С. 29–36.
 202. Яковенко В. М. Просторові зміни мікробудови чорноземів лісопокращених. *Науковий вісник Чернівецького університету*. Біологічні системи. 2012. Т. 4, Вип.1. С. 121–124.
 203. Яковенко В. М., Белова Н. А. Біогенне мікроструктурування лісових ґрунтів степової зони України: монографія. Дніпро: Середняк Т. К, 2018. 204 с.
 204. Яковенко В. М., Дзюба В. Б. Особливості мікроморфології байрачних ґрунтів Присамар'я Дніпровського. *Біорізноманіття та роль тварин в екосистемах: матеріали VIII Міжнародної наукової конференції*. Дніпропетровськ: Ліра, 2015. С. 62–63.
 205. Яковенко В. М., Сальник Є. Є. Особливості мікробудови як показник екологічного стану лісових ґрунтоутворюючих порід. *Екологічний інтелект – 2013: збірник матеріалів доповідей VIII Міжнародної науково-практичної конференції*. Дніпропетровськ, 2013. С. 43–44.
 206. Яковенко В. М., Стрижак О. В., Нурулліна О. М. Вплив лісової рослинності на мікробудову ґрунтів південного сходу України

- ни. *Матеріали XII з'їзду Українського ботанічного товариства, 15–18 травня 2006*. Одеса, 2006. С. 182.
207. Яковенко В. Н. Влияние искусственных насаждений на микроморфологию зональных черноземных почв. *Матеріали XI з'їзду Українського ботан. товариства*. Харків, 2001. С. 143.
208. Яковенко В. Н. Вопросы методики изготовления прозрачных шлифов структурных агрегатов почв. *Питання степового лісознавства та лісової рекультивациі земель*. Вип. 4. ДГУ, 2000. С. 148–152.
209. Яковенко В. Н. Дождевые черви как структурообразователи ненарушенных почв степного Приднепровья. *Современные методы рекультивации земель и производство экологически чистой сельскохозяйственной продукции*: сб. тез. Днепропетровск, 1998. С. 26–27.
210. Яковенко В. Н. Дождевые черви как структурообразователи почв искусственных лесов юго-восточной Украины. *Агрохімія і ґрунтознавство: міжвідомч. тематич. наук. зб. Спец. випуск до V з'їзду УТГА*. Ч. 2. Харків, 1998. С. 82–83.
211. Яковенко В. Н. Зоогенное структурообразование почв в степных лесах юго-восточной Украины. *Проблеми фундаментальної екології*: матеріали II Всеукраїнської конференції. Ч. 2. Кривий Ріг, 1997. С. 25–29.
212. Яковенко В. Н. Микроморфологическая дифференциация профиля пойменных лугово-лесных почв Самары Днепровской. *Проблеми лісової рекультивациі порушених земель України*: Тези допов. міжнар. конф. Дніпропетровськ, 2006. С. 35.
213. Яковенко В. Н. Микроморфологические исследования копролитовой структуры почв степных лесов Украины. *Екологія и молодежь*: Материалы I Междунар. науч.-практ. конф. Т. 2. Гомель, 1998. С. 196.
214. Яковенко В. Н. Микроморфология биогенного микроструктурообразования байрачных лесов Присамарья. *Екологія кризових регіонів України*: Матеріали міжнар. конф. Дніпропетровськ: ДНУ, 2001. С. 39–40.
215. Яковенко В. Н. Микроморфология водопрочных агрегатов лесных почв в степи. *Екологія та ноосферологія*. 1999. Т. 6, № 1–2. С. 212–215.
216. Яковенко В. Н. Микроморфология структурных агрегатов почв лесных культурбиогеноценозов. *Питання степового*

- лісознавства та лісової рекультивації земель*. Вип. 3. Дніпропетровськ: ДНУ, 2001. С. 112–116.
217. Яковенко В. Н. Микростроение зоогенных агрегатов лесных почв юго-востока Украины. *Питання степового лісознавства та лісової рекультивації земель*. Вип. 8 (33). Дніпропетровськ: ДНУ, 2004. С. 37–46.
218. Яковенко В. Н. Микроструктура и микроморфология черноземов лесоулучшенных Присамарья Днепровского. *Екологія та ноосферологія*. 2000. С. 98–107.
219. Яковенко В. Н. Микроструктура почв лесных биогеоценозов Присамарья. *Проблеми фундаментальної та прикладної екології*: матеріали II Міжнар. конф. Кривий Ріг, 2000. С. 165–167.
220. Яковенко В. Н. Неоднородность микростроения водопрочных структурных отделностей почв Старобердянського лесного масива. *Проблеми фундаментальної та прикладної екології*: матеріали II Міжнар. конф. Кривий Ріг, 2000. С. 84–85.
221. Яковенко В. Н. Основные характеристики структурного состояния почв лесных байрачных экосистем Присамарья. *Проблеми фундаментальної та прикладної екології*: матеріали II Міжнар. конф. Кривий Ріг, 2000. С. 111–112.
222. Яковенко В. Н. Особенности зоогенного структурообразования лесных черноземов байрачных лесов Присамарья. *Екологія та ноосферологія*. 1999. С. 77–82.
223. Яковенко В. Н. Особенности микроморфологической дифференциации профиля пойменных лугово-лесных почв Самары Днепровской. *Грунтознавство*. 2007. С. 41–48.
224. Яковенко В. Н. Характер образования зоогенной структуры в степных лесах юго-востока Украины. *Франція та Україна, науково-практичний досвід у контексті діалогу національних культур*: матеріали V Міжнародної конференції. Дніпропетровськ, 1998. С. 18–19.
225. Яковенко В. Н., Балалаев А. К. Микроморфология и компьютерная микроморфометрия почв искусственных дубовых насаждений Присамарья. *Проблеми фундаментальної та прикладної екології*: матеріали II Міжнар. конф. Кривий Ріг, 2000. С. 111–112.
226. Яковенко В. Н., Рева А. А. Влияние лессиважа на дифференциацию профиля байрачных почв Присамарья Днепровского. *Научная дискуссия: вопросы математики, физики, химии, биологии*: материалы V Международной заочной научно-

- практической конференции. Москва: Изд. «Международный центр науки и образования», 2013. С. 161–168.
227. Яковенко В. Н., Стрижак О. В. Микроморфология зоогенных агрегатов почв лесных биогеоценозов юго-востока Украины. *Грунти – основа добробуту держави, турбота кожного*. Книга друга. Агрохімія і ґрунтознавство. Міжвідомч. тематич. наук. зб. Спец. випуск до VII з'їзду УТГА (липень 2006 року, м. Київ). Харків, 2006. С. 195–197.
228. Яковенко В. Н., Стрижак О. В. Особенности микроморфологии и черноземов Присамарья. *Ґрунтознавство : матеріали Міжнародної наукової конференції з проблем екологічної микроморфології ґрунтів*. 2007. С. 133–134.
229. Яковенко В. Н., Стрижак О. В. Характеристика макроструктурного состояния черноземов Присамарья. *Питання степового лісознавства та лісової рекультивації земель*. Дніпропетровськ: ДНУ, 2011. С. 59–65.
230. Яковенко В. Н. Микроморфология лесных и лесоулучшенных черноземов Присамарья Днепропетровского. *Ґрунтознавство та агрохімія на шляху до сталого розвитку України: матеріали VI з'їзду УТГА*. Т. 3. Харків, 2002. С. 221–222.
231. Bilova N. A., Yakovenko V. M., Strizhak O. V. Micromorphological characteristic of artificial soils in forest ecosystems of destructive areas of Ukraine. *Environment workshops 2010 «Environmental situation in East-Europe: scientific development, current problems and future actions»*, October 7–9, 2010. Baeza, Spain, 2010.
232. Bilova N. A., Travleev A. P., Yakovenko V. M. Micromorphological characteristic of artificial soils in ecosystems of destructive areas of Ukraine. *Environmental and food security and safety in South East Europe and Ukraine: NATO Advanced Research Workshop (ARW)*, May 16–19, 2011. Dnipropetrovsk, Ukraine, 2011.
233. Brewer R. Fabric and mineral analysis of soils, New York: John Wiley, 1964. 470 p.
234. Brewer R. The basis of interpretation of soil micromorphological data. *Geoderma*. 1972, № 8. P. 81–94.
235. Davidson D. A. Bioturbation in Old Arable Soils: Quantitative Evidence from Soil Micromorphology. *Journal of Archaeological Science*. 2002, № 29. P. 1247–1253.
236. Dumanski J. A micropedological study of eluviated horizons. Univ. Saskatchewan: Master Thesis, 1964. 124 p.

237. FitzPatrick E.A. Soil microscopy and micromorphology. Chichester, New York: J. Wiley, 1993. 304 p.
238. Gagarina E.I. Micromorphological method for studying soil. St. Petersburg: St. Petersburg University Press, 2004. 201 p.
239. Gonzalez R.C., Woods R.E. Digital image processing. Prentice Hall, New Jersey, 2002. 982 p.
240. Handbook for Soil Thin Section Description / [P. Bullock, N. Fedorof, A. Jongerius et al.]. Wolverhampton (U.K.): Waine Research Publication, 1985. 152 p.
241. Jongerius A., Schelling J. Micromorphology of organic matter formed under the influence of soil organisms, especially Soil fauna. In: *Trans. 7-th Intern. Congr. Soil Sci. Madison Wisc.*, 1960. C. 702–710.
242. Jongerius A. Soil micromorphology. Amsterdam: Elsevier, 1964. 540 p.
243. Jongrius A., Pons L.J. Einige mikromorphologische Bemerkungen fiber den Vererdungsvorgang im niederlandischen Moor. *Z. Pflanzenern, Düngung, Bodenk Weinheim-Berlin*. 1962, № 97. P. 243–255.
244. Kubiena W. L. Animal activity in soils as a decisive factor in establishment of humus forms. *Soil Zoology*. London: Butterworths, 1955. P. 73–82.
245. Kubiena W. L. The soils of Europe. London: Thomas Murby, 1953. 298 p.
246. Lee K.E. Earthworms: their ecology and relationships with soils and land use. Sydney: Acad. Press, 1985. 412 p.
247. Macphail R. I., Lawson A. J. Soils and microstratigraphy: a soil micromorphological and micro-chemical approach. *Salisbury: Wessex Archaeology*. 2000. P. 47–70.
248. Micromorphological study of pedological soil features: a review / G.W. Ageeb, A.S. Taalb, S. Hanan et al. *Plant Archives*. 2019. P. 2368–2372.
249. Pagliai M., La Mace M. & Lucamante G. Micromorphometric and micromorphological investigations of a clay loam soil in viticulture under zero and conventional tillage. *J. Soil Sci.* 1983, 34. P. 391–403.
250. Phillips D. H., FitzPatric E. A. Biological influences on the morphology and micromorphology of selected Podzols (Spodosols) and Cambisols from the eastern United States and north-east Scotland. *Geoderma*. 1999. P. 327–364.

251. Poier K. R. Richter J. Earthworm burrows as a structural element of intensively used arable loess soils. In: *Hartge K. H., Stewart 204 B.A. (Eds.) Soil Structure – its Development and Function*. Lewis Publishers, Boca Raton, 1995. P. 175–195.
252. Zachariae G. Der Einsatz mikromorphologischer Methoden bei bodenzoologischen Arbeiten. *Geoderma*. 1967. P. 175–196.
253. Zaiets A. Earthworm ecology in deciduous forests in central and southeast Europe. *Earthworm ecology: from Darwin to Vermiculture*. London: Chapman and Hall, 1983. P. 171–177.
254. Zaiets O., Rosa M. P. Micromorphology of organic matter and humus in Mediterranean mountain soils. *Geoderma*. 2016. P. 83–92.

Наукове видання

**Кацевич Вікторія Валеріївна
Грицан Юрій Іванович**

**АГРОЕКОМІКРОМОРФОЛОГІЧНІ
ВЛАСТИВОСТІ ТЕХНОЗЕМІВ ЗА
УМОВ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКОЇ
РЕКУЛЬТИВАЦІЇ ЗЕМЕЛЬ (НІКОПОЛЬСЬКИЙ
МАРГАНЦЕВОРУДНИЙ БАСЕЙН)**

Монографія

В авторській редакції



Підписано до друку 27.10.2022.
Формат 60x84/16. Папір офсетний.
Друк цифровий. Ум. друк. арк. 9,77.
Наклад 30 прим. Зам. № 136.

ЛІРА

**ВИДАВНИЦТВО
ДРУКАРНЯ**

— ДНІПРО —

Видавництво та друкарня ПП «Ліра ЛТД».
Вул. Наукова, 5, м. Дніпро, 49107.
Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготовлювачів
та розповсюджувачів видавничої продукції
ДК № 6042 від 26.02.2018.