

Міністерство освіти і науки України  
Львівський національний університет імені Івана Франка  
Кам'янець-Подільський національний університет імені Івана Огієнка

Серія «ГРУНТИ УКРАЇНИ»

**АНДРІЙ ЛІСОВСЬКИЙ, ІГОР ПАПІШ**

# **ЧОРНОЗЕМИ ТИПОВІ ПРИДНІСТЕРСЬКОГО ПОДІЛЛЯ**

Кам'янець-Подільський – Львів  
2024

УДК 911.2:631.445.4(477.43/.44)

Л63

**Рецензенти:**

д-р біол. наук, проф. *І. С. Смага*  
(Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича)  
канд. с.-г. наук, доц. *В. С. Вахняк*  
(Подільський державний університет)  
канд. с.-г. наук, доц. *В. Я. Іванюк*  
(Львівський національний університет природокористування)

*Рекомендовано до друку Вченою радою географічного факультету  
Львівського національного університету імені Івана Франка  
(протокол № 1 від 14 лютого 2024 року)*

Серія «ГРУНТИ УКРАЇНИ» (заснована 1998 р.)

**Лісовський Андрій**

Чорноземи типові Придністерського Поділля : Монографія /  
Андрій Лісовський, Ігор Папіш. – Кам'янець-Подільський : ТОВ «Друкарня  
«Рута», 2024. 198 с.

ISBN 978-617-8323-63-9

Монографію присвячено дослідженню чорноземів типових Придністерського Поділля. У пізньому кайнозої еволюція ерозійної системи і рельєфу у басейні лівих допливів середньої течії Дністра передувала формуванню просторової неоднорідності ґрунтового покриву Придністерського Поділля. Процеси становлення, розвитку, еволюції, функціонування і деградації особливо цінних темних ґрунтів на півдні Придністерської ерозійної височини мають довгу і складну історію. На різних етапах голоценового педогенезу вони відзначались неоднаковими умовами і трендами ґрунтоутворення. Природно-історичні чинники визначили генезу, географію та еволюцію чорноземів типових. Рельєф і біокліматичні умови сприяли формуванню фаціальних особливостей у формуванні мінерального, гумусового, карбонатного і морфологічного профілю ґрунтів. Морфогенетичний аналіз профілю чорноземів типових характеризує процеси диференціації речовинного складу чорноземів. Фізичні та фізико-хімічні процеси призвели до формування слабодиференційованого за гранулометричним складом і розвиненою водостійкою зернистою структурою профілю щільного структурного складення. Процеси оструктурення, агрегації і вторинного закарбоначення профілю призвели до формування диференційованого складення чорноземів. Ізогумусовий профіль характеризується оптимальними показниками гумусового стану в умовах агроландшафтів. Кислотно-основні властивості чорноземів типових проявляються в особливостях мінеральної речовини ґрунтів і відзеркалюють специфіку ґрунтоутворного процесу в умовах лучно-степових ландшафтів Придністерського Поділля. Валовий хімічний склад чорноземів типових відзеркалює ступінь розвитку процесів елювіювання високодисперсних фракцій мінеральної речовини.

Для науковців і студентів географічних та інших природничих спеціальностей.

УДК 911.2:631.445.4(477.43/.44)

ISBN 978-617-8323-63-9

© Лісовський Андрій, Папіш Ігор, 2024  
© Львівський національний університет  
імені Івана Франка

# ЗМІСТ

<b>ПЕРЕДМОВА</b> .....	5
<b>РОЗДІЛ 1. ТЕОРЕТИЧНІ ОСНОВИ ДОСЛІДЖЕННЯ ЧОРНОЗЕМІВ ЗАХІДНОУКРАЇНСЬКОГО КРАЮ</b> .....	8
1. 1. Теоретико-методологічні підходи до дослідження чорноземів.....	8
1. 2. Методика та організація досліджень .....	15
<b>РОЗДІЛ 2. ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ ЧОРНОЗЕМІВ ТИПОВИХ ПРИДНІСТЕРСЬКОГО ПОДІЛЛЯ</b> .....	28
2. 1. Період ХІХ – поч. ХХ ст.....	28
2. 2. Період російсько-радянської окупації .....	33
2. 3. Новітній період відновлення незалежності України .....	35
<b>РОЗДІЛ 3. УМОВИ ГРУНТОУТВОРЕННЯ</b> .....	39
3. 1. Геологічна будова.....	39
3. 2. Геоморфологічна будова.....	48
3. 3. Гідрологічні умови.....	51
3. 4. Клімат.....	55
3. 5. Рослинність .....	60
<b>РОЗДІЛ 4. МОРФОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ</b> .....	64
<b>РОЗДІЛ 5. ФІЗИЧНІ ПРОЦЕСИ ТА ВЛАСТИВОСТІ</b> .....	83
5. 1. Процеси гранулометричної диференціації.....	84
5. 2. Структурний стан .....	90
5. 2. 1. Мікроагрегованість .....	91
5. 2. 1. Процеси оструктурування і агрегації.....	95
5. 3. Складення.....	102
5. 3. 1. Щільність твердої фази.....	103
5. 3. 2. Щільність будови .....	105
5. 3. 3. Шпаруватість і аерація.....	108
<b>РОЗДІЛ 6. ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ПРОЦЕСИ ТА ВЛАСТИВОСТІ</b> .....	112
6. 1. Гумусовий стан.....	112

6. 2. Оптична густина гумусових кислот .....	121
6. 3. Кислотно-основні властивості .....	129
6. 4. Ємність катіонного обміну і склад вбирних основ .....	131
6. 5. Карбонатний профіль .....	133
<b>РОЗДІЛ 7. ВАЛОВИЙ ХІМІЧНИЙ СКЛАД .....</b>	<b>139</b>
<b>ВИСНОВКИ .....</b>	<b>153</b>
<b>СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ .....</b>	<b>158</b>
<b>ДОДАТКИ .....</b>	<b>172</b>

## ПЕРЕДМОВА

В історії розвитку продуктивних сил планети Земля чорнозему належить визначальна роль. Він став одним із пускових механізмів становлення сучасної людської цивілізації. На його теренах і за його незгасаючий потенціал родючості велись світові війни. На прикладі чорнозему розвивалась теорія і методологія ґрунтознавчої науки. Чорнозем асоціюється як ідеал досконалості у світі ґрунтів. Параметризація і копіювання його властивостей на інші ґрунти є бажаним, часто нездійсненим завданням. Без глибоких досліджень генетичної природи факторів родючості чорнозему, процесів формування його профілю, не можливо досягнути ці завдання. Практичні дії, що ґрунтуються на неправильному розумінні природи процесів і явищ, які є джерелом родючості чорноземів, можуть стати причиною прискореної деградації ґрунтів і ландшафтів.

Актуальними є дослідження просторових і субстантивних властивостей чорноземів типових. У складі ґрунтового покриву Придністерського Поділля чорноземи типові займають майже 1/5 (18%) його території. На майбутнє, розуміння просторового позиціонування чорноземів у структурі ґрунтового покриву Придністерського Поділля дасть змогу організувати ефективні та продуктивні системи адаптивно-ландшафтного землеробства, що ґрунтуються на базі екологічної типізації земель. Чорноземи типові є моногенетичними ґрунтами, однак багато їхніх природних ознак і властивостей є поліхронними, які утворились в різний час і за різних екологічних обставин. Діагностика процесів формування давніх і актуальних твердофазних продуктів функціонування чорноземів важлива для розуміння історії чорноземоутворення, прогнозування подальшої еволюції властивостей чорноземів, бережного використання потенціалу родючості всіх складових їхнього профілю.

В силу різних обставин, особливо актуальними є дослідження генетичної природи морфологічного, мінерального і органогенного профілю чорноземів, комплексу фізичних і хімічних процесів його формування,

внутрішньофаціальної параметризації властивостей ґрунтів з метою їхньої оцінки і моніторингу.

Польові дослідження чорноземів виконані експедиційним методом. При вивченні чорноземів типових Придністерського Поділля застосовано комплекс загальногеографічних і спеціальних ґрунтових методів дослідження: порівняльно-географічний, морфолого-генетичний (профільний), порівняльно-аналітичний, статистичний і картографічний з використанням існуючих програм просторового аналізу. Аналітичні роботи виконані за загальноприйнятими методиками аналізу ґрунтів. Для виявлення процесів диференціації речовинного складу чорноземів застосовано спеціальні методи ґрунтових досліджень: валовий хімічний аналіз силікатної частини профілю; фракційно-груповий аналіз органічної речовини ґрунтів. З метою діагностики процесів деградації мінерального профілю чорноземів використано метод прямого порівняння і стабільного компонента. Результати аналізів піддані статистичній обробці.

На основі аналізу літературних джерел та фондів матеріалів, результатів польових та лабораторно-аналітичних досліджень з використанням наукового методологічного апарату, нами: створено просторову мережу аналізованих розрізів чорноземів типових Придністерського Поділля з детальною характеристикою їхніх морфологічних, фізичних і хімічних властивостей; *уперше* встановлено, що у межах території дослідження відмінність багатьох показників властивостей чорноземів типових має виразну просторову закономірність і корелятивну залежність від змін геоморфологічних і біокліматичних умов; виявлено характер та направленість процесів формування органічного та мінерального профілю досліджуваних чорноземів в умовах культурного ґрунтоутворного процесу; запропоновано класифікаційно розмежувати чорноземи типові території дослідження на два підфаціальні підтипи: вологі і помірно-зволожені, виявлено чітке територіальне розмежування ареалів їхнього поширення.

Систематизовані морфометричні, фізичні і хімічні показники властивостей чорноземів типових, а також узагальнені інформативні дані просторово-часових змін властивостей, можуть бути використані при: проведенні великомасштабних ґрунтових обстежень; вивченні динаміки ґрунтових процесів та властивостей з метою моніторингу ґрунтів; розробці заходів з оптимізації ґрунтових властивостей і режимів; бонітуванні і ґрунтово-екологічній оцінці; проведенні землеустрою на адаптивно-ландшафтній основі з вибором найраціональнішої спеціалізації окремих господарств; обґрунтуванні розширення мережі ґрунтово-заповідних територій з чорноземними ґрунтами; вдосконаленні діагностики і класифікації чорноземів. Результати досліджень є вагомим внеском у розвиток теоретичних і практичних основ загального і регіонального ґрунтознавства. Матеріали досліджень частково використані при проведенні ґрунтово-географічного районування території Західного регіону України.

Монографія є самостійно виконаним дослідженням, у якому представлений авторський підхід до дослідження проблем генези, географії і класифікації чорноземів типових. Проведений повний спектр польових і лабораторно-аналітичних досліджень, спрямованих на вивчення морфогенетичних особливостей ґрунтів, природи елементарних ґрунтоутворних процесів, які беруть участь у формуванні мінерального, органічного і морфологічного профілю чорноземів. Виявлено просторову диференціацію властивостей чорноземів типових Придністерського Поділля та їхню класифікаційну приналежність.

# РОЗДІЛ 1

## ТЕОРЕТИЧНІ ОСНОВИ ДОСЛІДЖЕННЯ ЧОРНОЗЕМІВ ЗАХІДНОУКРАЇНСЬКОГО КРАЮ

### 1. 1. Теоретико-методологічні підходи до дослідження чорноземів

Ґрунтовий покрив будь-якої території є складноорганізованою, ієрархічною, відкритою термодинамічною системою, яка обмінюється з навколишнім середовищем речовиною та енергією. Найчастіше його характеризують з погляду будови і властивостей вертикальних профілів ґрунтів, поширених на цій території. На сучасному етапі розвитку теоретичного ґрунтознавства, який базується на докучаєвському географо-генетичному підході, сформувались дві фундаментальні концепції – концепція ґрунтоутворного процесу і концепція еволюції ґрунтів.

Концепція ґрунтоутворного процесу полягає в дослідженні механізмів ґрунтоутворення та інтерпретує як фактори ґрунтоутворення, так і властивості ґрунтів, виходячи із формули: фактори ґрунтоутворення–процеси–властивості.

Концепція еволюції ґрунтів полягає у вивченні і фіксації часової послідовності становлення і зміни ґрунтових властивостей і формуванні процесів, що змінюються в природно-антропогенному середовищі.

Чорноземи типові тривалий час використовуються в сільському господарстві. На території Придністерського Поділля досліджувані ґрунти повністю розорані, тобто не залишилось цілих ареалів цих ґрунтів.

Інтенсифікація землеробства радикально змінює механізми сучасних ґрунтоутворних процесів і визначених ними властивостей ґрунтів. Іншими стали роль та ієрархія окремих факторів у неодокучаєвській тетраді – “фактори – процеси функціонування – ґрунтоутворні процеси – властивості”.

Відбувається безпосередня зміна процесів і властивостей ґрунтів. Цим обумовлена системна невпорядкованість і нестабільність ґрунтів в агроценозах інтенсивного типу, їх постійна зростаюча відмінність від відповідних



природних аналогів. Окремі автори відмічають, що немає цілісної теорії агрогенної еволюції чорноземів, яка відображає нові реалії, оскільки генералізація інформації значно відстає від темпів збільшення фактичного матеріалу.

Різноманітні антропогенні впливи, які суттєво зросли у другій половині ХХ ст., на величезних просторах вивели чорноземи і ландшафти із природного квазірівнозначного стану, надавши їм імпульсу, що дало можливість спостерігати і вивчати ряд найбільш динамічних ґрунтових процесів. Проте, при вивченні сутності сучасних ґрунтових процесів виникають певні труднощі. Найбільш значна – повільна зміна деяких важливих властивостей ґрунтів, насамперед гранулометричного і мінералогічного складу, що робить неможливим вивчення багатьох важливих процесів в природному експерименті.

Під впливом антропогенного фактору ґрунтотворення відбулися зміни елементарних ґрунтотворних процесів. Одні процеси видозмінились, інші виникли знову, частина залишились від цілинної фази розвитку. Нову сукупність ґрунтотворних процесів в антропогенно змінених ґрунтах називають сучасним ґрунтотворним процесом.

Поняття “сучасний ґрунтотворний процес, як сукупність елементарних ґрунтотворних процесів” дає можливість більш досконало вивчити і встановити генетичну сутність корелятивних залежностей властивостей ґрунтів від умов їхнього формування. Це положення має вагоме методологічне значення. Воно підтверджує важливість вивчення ґрунтових процесів. Це потрібно не тільки для вирішення генетичних проблем сучасного ґрунтознавства, але й для теорії і практики управління ґрунтовими процесами, для оптимізації властивостей ґрунтів з метою підвищення їхньої родючості та охорони [79].

Чорноземи, як і більшість ґрунтів бореальних областей, формувались у голоцені [105]. Голоценова еволюція чорноземів вивчена недостатньо. Виникає багато запитань. Моногенетичні чорноземи чи полігенетичні? Розвиваються вони за рахунок проникнення гумусу вглиб чи ростуть вверх завдяки еоловим відкладам? Еволюціонували вони від каштанових ґрунтів сухого степу чи

дерново-глейових ґрунтів тундро-степу? На ці питання, поки що, немає однозначної відповіді.

Проте, проблема еволюції чорноземів в українській літературі має більш як столітню історію. Вона тісно пов'язана з розвитком поглядів на виникнення лісостепу, і найчастіше, схиляється до можливості формування чорноземів під лісом. Поширене твердження про деградацію, проградацію і стабільний стан чорноземів, перехід їх в сірі лісові ґрунти і навпаки. Недостатність фактичного матеріалу і відсутність точних методів дослідження не дозволили в повній мірі розвинути ці, часто протилежні одна одній гіпотези. Нерідко через відсутність достатньої кількості фактичного матеріалу ці гіпотези ставились під сумнів або зовсім забувались [113].

Гумусовий профіль чорноземів розглядається як важливий і специфічний результат ґрунтоутворного процесу. Найінтенсивніші дослідження генези, природи та властивостей гумусових речовин почалися після розроблення академіком І. В. Тюріним положень про фракційно-груповий склад гумусу.

Важливий внесок у вирішення проблеми гумусових речовин зробили М. Шніцер (Канада), К. Тан, Ю. Мартін, Ф. Стівенсон, А. Едвард (США), В. Фляйг, В. Флішер, Д. Клейнхемпель (Німеччина), М. Хешіре, М. Хаєс (Великобританія) та інші [118].

В Україні дослідженню гумусу присвячені праці А. М. Грінченка, Г. Я. Чесняка, М. І. Полупана, М. І. Лактіонова, Т. М. Лактіонової, Б. С. Носка, А. А. Бацули, І. І. Філона, Г. О. Андрущенко, Н. Б. Вернандер, В. Д. Мухи, М. М. Годліна, Г. Г. Махіва та інших [49;89-90].

Сучасна номенклатура гумусових речовин була обґрунтована класичними роботами І. В. Тюріна. Відомі номенклатурні схеми розроблені по відношенню гумусових речовин до розчинників, оскільки ще не існує необхідної теоретичної чи експериментальної бази для обґрунтування хімічної будови окремих груп і фракцій.

М. І. Лактіонов у складі органічної частини ґрунту виділяє чотири компоненти: нерозкладені органічні залишки, продукти розкладу органічних

решток, напіврозкладені органічні рештки і специфічні, власне гумусові речовини [49].

Ф. Дюшофур розробив класифікацію гумусу, що ґрунтується на морфології гумусованих горизонтів і результатах головних процесів утворення органічної речовини – мінералізації та гуміфікації. До важливих елементів класифікації відносять також природу утворених продуктів і форм їхнього зв'язку з мінеральною частиною ґрунту. Серед гумусових речовин, що утворились в умовах аерації, Ф. Дюшофур виділяє такі типи гумусу: мор, модер, мюлль [116].

Сприятливі фізичні властивості і режими чорноземів – одна із невід'ємних умов родючості і отримання високих і постійних врожаїв сільськогосподарських культур.

В останні десятиліття вагомого значення набувають дослідження щільності складення ґрунтів і вважається, що цей показник впливає на ріст продуктивності рослин.

Таким чином, в теперішній час можна вважати загально визнаним те, що структура і щільність складення ґрунтів є основними параметрами їх фізичних властивостей та режимів і мають вирішальний вплив на урожай. Виходячи із цього зрозуміло, що проблема оптимізації фізичних властивостей успішно вирішується при створенні сприятливих для рослин структурного складу і щільності ґрунту в зоні ризосфери.

Для збереження і покращення структурного складу і складення чорноземів застосовують різноманітні прийоми механічного обробітку (мінімізація), в тім числі: вносяться добрива, полімери, поверхнево-активні речовини, промислові відходи. Покращення фізичних властивостей і режимів чорноземів не свідчить проте, що досягнута їх оптимізація, оскільки потреби рослин до цих властивостей вивчені недостатньо. Система агро меліоративних прийомів повинна бути націлена не просто на покращення чи відновлення будь-якої властивості, а на доведення її параметрів у відповідність з потребами конкретної рослини.

Проблема оптимізації агрофізичних властивостей чорноземів не може бути вирішена без врахування сучасного рівня інтенсифікації землеробства, що характеризується високим антропогенним навантаженням за рахунок механізації, хімізації і меліорації. Наслідки останньої в достатній мірі не досліджені. В той час успіхи у вирішенні вищезазначеної проблеми можуть бути досягнуті на основі пізнання закономірностей зміни фізичних властивостей чорноземів у процесі їхнього сільськогосподарського використання.

Генетичний аналіз профілю чорноземів неможливий без спеціальних аналізів, зокрема валового хімічного складу їхньої силікатної частини. Оперування показниками вмісту основних оксидів ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{SO}_3$ ) у профілі чорноземів типових Придністерського Поділля відкриває шлях для дослідження ґрунтів на рівні елементарних ґрунтоутворних процесів, дає змогу визначити взаємозв'язок між ними і з напрямом ґрунтоутворного процесу, специфікою генези чорноземів, своєрідності їхніх хімічних властивостей, виявити сучасні тенденції агрогенної і постагрогенної еволюції ґрунтів.

У сучасному українському ґрунтознавстві історико-генетичного напрямку досліджень чорноземів Придністерського Поділля, як і Західноукраїнського краю загалом, практично немає. Першопричиною цього є відчутний дисбаланс у забезпеченні основних складових аналітичної бази чорноземів. Велика кількість даних загальних ґрунтових аналізів (вміст загального гумусу, гранулометричний склад, загальні фізичні, фізико-хімічні і агрохімічні показники) не покривається необхідною кількістю даних спеціальних аналізів (групового і фракційного складу гумусу, мікроморфологічного, валового хімічного і рентгендіфрактометричного аналізів). Особливу роль відіграє дослідження силікатної частини ґрунтів, її тонкодисперсної мулистій фракції. У процесі звітрювання і ґрунтоутворення у ній тривалий час накопичуються залишкові продукти педогенезу, в яких зберігається генетична інформація про історію формування профілю чорноземів, спрямованість їхньої пізньоголоценової еволюції [65].

Важливе значення у дослідженні чорноземів типових має порівняльно-географічний метод. Під цим методом необхідно розуміти методологічний напрям у ґрунтознавстві, що пов'язаний із встановленням впливу різних компонентів ландшафтної сфери в процесі їхнього розвитку на властивості ґрунтів, які визначають їхню генезу і тип просторово-часових утворень. У дослідженнях В. В. Докучаєва та його послідовників порівняльно-географічний метод був практично єдиним потужним знаряддям досліджень.

На сучасному етапі арсенал методів порівняльно-географічного вивчення ґрунтів і ґрунтового покриву значно розширився, тому ми можемо говорити про формування порівняльно-географічного підходу як методологічного напрямку в ґрунтознавстві. Порівняльно-географічний підхід входить до системи наскрізних методів, тому що використовується практично на всіх етапах вивчення структури ґрунтового покриву, на всіх рівнях ґрунтово-географічних досліджень.

Порівняльно-географічний підхід тісно переплітається з екологічним підходом, який дає змогу оцінити вплив на ґрунти чинників ґрунтоутворення в усій їхній сукупності й кожного зокрема. Другою, не менш важливою, складовою екологічного підходу є виявлення екологічних функцій, які виконує ґрунт у біосфері на сучасному етапі її розвитку з огляду на збільшення антропогенного навантаження на довкілля.

Значного поширення при дослідженні чорноземів набуває структурний підхід. Він дає змогу розкривати структуру, тобто будову складних об'єктів, які формуються з простіших, тісно пов'язаних між собою, отже, співіснуючих частин. В основі цього підходу лежить принцип єдності, просторового впорядкування ґрунтових ареалів різного рівня організації. Спираючись на специфіку ґрунтових тіл, особливості їхнього взаємозв'язку як між собою, так із навколишнім середовищем, в основу виділення різних рівнів організації ґрунтового покриву потрібно покласти функціональні залежності різного рівня, процесуальні рівні, зумовлені типами геохімічної міграції елементів, потоками

речовин, енергії та інформації між різними ґрунтовими тілами, які утворюють елементарні структури ґрунтово-географічного простору.

Концепція просторової організації ґрунтового покриву, яка побудована на системному підході, є системою поглядів на ґрунтово-географічний простір як упорядковану сукупність ґрунтових ареалів різного рангу, що зумовлені в своєму формуванні та розвитку еколого-географічними умовами території і мають визначену структуру ґрунтового покриву, для якої характерні певні метричні й топологічні властивості [87].

В генетичному ґрунтознавстві основною елементарною одиницею і предметом дослідження є ґрунтовий індивід – синонім поняття ґрунтовий профіль – як система взаємопов’язаних горизонтів; як фрагмент ґрунтового покриву, що відповідає елементарному ареалу рослинності – парцелі; як педон, що включає найменший об’єм ґрунту, який виявляє неоднорідність ґрунтових властивостей по горизонтах, чи як єдине матеріальне ціле у трьох вимірах.

Системою більш високого рівня організації є ґрунтовий покрив. Вихідною одиницею ґрунтового покриву є елементарний ґрунтовий ареал. За В. М. Фрідландом, ґрунтовий покрив є ієрархічною просторовою організацією елементарних ґрунтових ареалів. Він виділив:

- 1) елементарні ґрунтові ареали, що об’єднані за генезою;
- 2) мікро- і мезоструктури (ґрунтові райони), що об’єднують ґрунти на основі загальної історії, генетико-морфологічної будови, генетичних властивостей і багатокomпонентності;
- 3) монотипні і політипні макроструктури (райони, округи), об’єднані на основі єдиного складу ґрунтового покриву, його структури і історії;
- 4) провінції, фації, підзони, області, виділені на основі складу ґрунтового покриву.

Основа аналізу ґрунту як відкритої багатофазної системи полягає в механізмах утворення різноманітних фаз ґрунту під впливом потоків речовин ззовні і всередині системи. Ґрунт розглядається як “екосистема в екосистемі”,

яка володіє високим рівнем автономності і процесами розвитку та еволюції родючості, як особлива форма організації матерії.

Субстантивна характеристика ґрунту не менш важлива ніж функціональна і атрибутивна. Всі матеріальні складові ґрунту – це ніщо інше, як хімічні речовини, сполуки хімічних елементів. Хімічні речовини ґрунту – це не механічна суміш, а визначена організована природна система. Розглядаючи ґрунт як систему сполук хімічних елементів можна виділити ряд ієрархічно організованих підсистем, які відрізняються за наступними ознаками: механізми утворення хімічних речовин, дальність і швидкість їхнього переносу в ґрунті. Вплив процесів кожного ієрархічного рівня призводить до створення системи ґрунтових сполук хімічних елементів відповідної категорії. В якості найменшої структурної одиниці, що характеризує специфічні властивості ґрунту як природного об'єкта, може бути виділена елементарна система сполук хімічних елементів. Вона представляє собою теоретично зумовлену систему всіх сполук будь-якого хімічного елемента в складі твердих, рідких, газоподібних фазах ґрунту органічної і неорганічної природи. Дана система взаємопов'язана процесами трансформації і перерозподілу речовини і енергії, що протікають на речовино-фазовому рівні. Матеріальним носієм елементарних систем всіх хімічних елементів ґрунту є мінімальний об'єм ґрунтової маси (морфон, горизонт), в якому присутній необхідний і достатній перелік хімічних речовин, які представляють всю їхню різноманітність у ґрунті. При відсутності будь-якого із них ґрунт втрачає специфічні властивості морфону, горизонту, профілю.

## **1. 2. Методика та організація досліджень**

Головний метод дослідження, який застосований під час вивчення впливу просторових змін біокліматичних та геолого-геоморфологічних умов Придністерського Поділля на стан та властивості чорноземів типових, використовував ще В. В. Докучаєв. Він відзначає, що "...для справжнього

пізнання будь-якого природно-історичного тіла необхідно вивчити по можливості всі умови, які впливали на його формування і характер, користуючись суто порівняльним методом дослідження цього тіла, в різному середовищі, за наявності різноманітних форм географічних даних” [29].

Крім порівняльно-географічного методу у вивченні генетичних властивостей і географічних законів формування чорноземів типових застосовують комплекс інших методів: ґрунтових ключів-аналогів, ґрунтово-режимних спостережень, аналітичні та статистичні методи.

Суть методу ґрунтових ключів-аналогів полягає в детальному генетико-географічному аналізі невеликих репрезентативних ділянок та інтерполяції отриманих результатів на значні території з однотипною структурою ґрунтового покриву. Метод ґрунтово-режимних спостережень застосовують у разі вивчення динаміки сучасних ґрунтоутворних процесів. З цією метою досліджують ті чи інші параметри ґрунту, хімічні, фізичні, фізико-хімічні властивості в одних і тих же ґрунтах через задані проміжки часу. На основі цього методу функціонує моніторинг ґрунтів [126].

Для аналізу властивостей ґрунтів застосовують фізичні, фізико-хімічні та хімічні методи досліджень. Під час польових досліджень використовують експедиційні, стаціонарні та напівстаціонарні методи вивчення ґрунтів.

Особливо важливе значення при польовій діагностиці ґрунтів має морфологічний метод. Морфологічні ознаки ґрунтів є для ґрунтознавця головними діагностичними показниками, за якими він відносить ґрунт до відповідної класифікаційної одиниці. На макроморфологічному рівні діагностики ґрунту вивчають будову його профілю, морфологічні ознаки генетичних горизонтів. Діагностичні можливості дослідження морфологічних ознак ґрунтів на цьому рівні обмежені розпізнавальною здатністю людського ока. Саме тому він є найбільш суб'єктивним і найменш точний з усіх методів діагностики ґрунту. Незважаючи на це, йому надають перевагу, і він є, по суті, єдиним можливим методом при масовому ґрунтовому обстеженні великих територій – суцільному великомасштабному ґрунтовому зніманні.

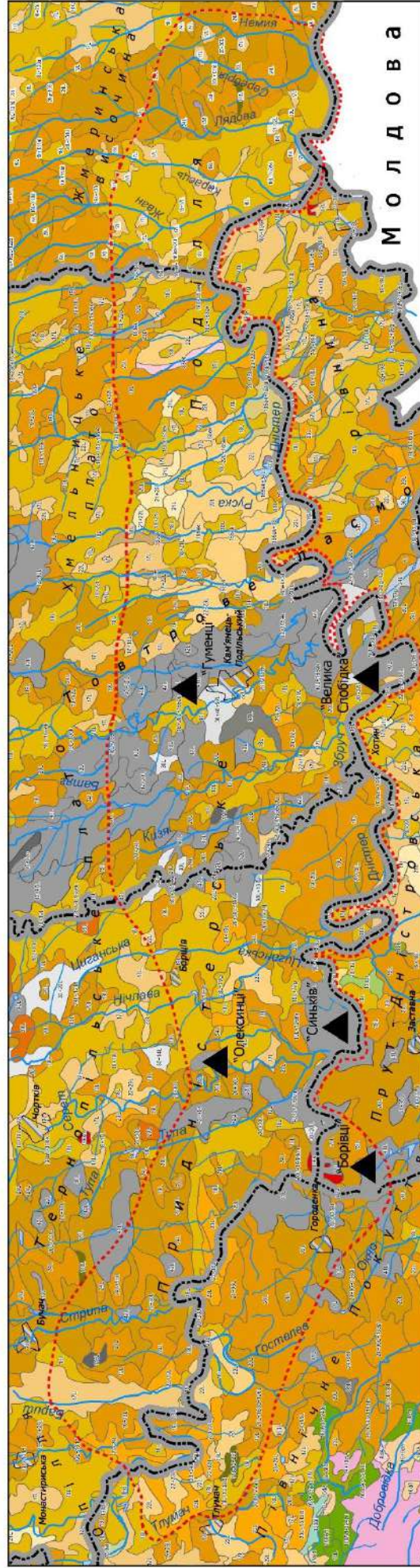


Мезоморфологічний рівень дає змогу за допомогою простих пристосувань в польових умовах більш детально вивчати морфологічні ознаки ґрунтового профілю, встановити специфіку перерозподілу речовин в ґрунтовому профілі [70].


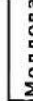
Для вивчення чорноземів типових Придністерського Поділля було закладено розрізи на 5 модальних ключових ділянках. Під час вибору ключових ділянок були використані середньомасштабні (1: 200 000 і 1: 100 000) та великомасштабні (1: 25 000, 1: 10 000) топографічні карти; середньомасштабні (1: 200 000) та великомасштабні (1: 10 000, 1: 5000) ґрунтові карти сільськогосподарських підприємств у межах Придністерського Поділля. Географія поширення чорноземів типових Придністерського Поділля показана на рис. 1. та рис. 2.

Розрізи на кожній модальній ділянці розміщувалися на різній відстані між собою на одновисотних вододільних поверхнях, в однакових елементах мікрорельєфу, на однотипних ґрунтоутворних породах і в межах однієї ґрунтової відміни. Ґрунтові розрізи закладались в післявегетаційний період, переважно у серпні-вересні. Схему розташування ключових ділянок і локалізація аналізованих розрізів чорноземів типових подано на рис 2.

Ключова ділянка № 1 “Борівці” розташована поблизу населених пунктів Борівці і Киселів Чернівецького району Чернівецької області (Додаток А; Б). В геоморфологічному відношенні ключова ділянка знаходиться у межах хвилястих міждолинних плато з добре вираженими пологими і довгими схилами. Максимальні абсолютні висоти вододілів становлять 250–260 м, мінімальні – 210–220 м. Модальна ділянка складається з п’яти розрізів: КЦ-1, КЦ-2, КЦ-3, КЦ-4, КЦ-5, глибина залягання карбонатів в яких, відповідно – 82, 115, 113, 120 і 135 см.



Умовні позначення:

- |   |                                  |   |                             |   |                                  |
|---|----------------------------------|---|-----------------------------|---|----------------------------------|
|  Дністер | — річки                          |  41L     | — шифр ґрунту               |  "Борівці" | — модальна ділянка               |
|          | — межі Придністерського Поділля  |  18L+72g | — шифр ґрунтового комплексу |  Опілля    | — назва геоморфологічного району |
|          | — межі адміністративних областей |  Хотин   | — населений пункт           |  Молдова   | — назва країни                   |

**Рис. 1. Карта-схема ґрунтового покриття території дослідження**  
 (складена на основі ґрунтових карт адміністративних областей України масштабу 1:2000 000)

## УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ:

**Дерново-підзолисті оглеєні ґрунти на давньоалювіальних водно-льодовикових відкладах та делювіальних суглинках**

8 Дерново-середньо-і сильнопідзолисті глеюваті супіщані і суглинкові ґрунти, в тому числі: сильнозмиті – 5,5%

14 Дерново-середньо-і сильнопідзолисті поверхнево-оглеєні ґрунти, в тому числі: слабозмиті – 4,8%, середньозмиті – 0,7%, сильнозмиті – 0,1 %

**Опідзолені ґрунти переважно на лесових породах**

17 Ясно-сірі опідзолені ґрунти, в тому числі: слабозмиті – 13,3%, середньозмиті – 13,4%

18 Сірі опідзолені ґрунти, в тому числі: слабозмиті – 13,5% середньозмиті – 7,2%, сильнозмиті – 1,7%

19 Темно-сірі опідзолені ґрунти, в тому числі: слабозмиті – 12,6%, середньозмиті – 4,5%, сильнозмиті – 4,1%

20 Чорноземи опідзолені, в тому числі: слабозмиті – 4,5%, середньозмиті – 4,0%, сильнозмиті – 2,8%

**Опідзолені оглеєні ґрунти переважно на лесових породах**

21 Ясно-сірі опідзолені оглеєні ґрунти, в тому числі: слабозмиті – 20,3%, середньозмиті – 3,9%, сильнозмиті – 1,0%

22 Сірі опідзолені оглеєні ґрунти, в тому числі: слабозмиті – 18,0%, середньозмиті – 5,6%, сильнозмиті – 2,9%

23 Темно-сірі опідзолені оглеєні ґрунти, в тому числі: слабозмиті – 12,8%, середньозмиті – 5,3%, сильнозмиті – 0,9%

24 Чорноземи опідзолені оглеєні, в тому числі: слабозмиті – 10,5%, середньозмиті – 2,8% сильнозмиті – 0,5%

**Реградовані ґрунти переважно на лесових породах**

29 Темно-сірі реградовані ґрунти, в тому числі: слабозмиті – 16,7%, середньозмиті – 12,5%

30 Чорноземи реградовані, в тому числі: слабозмиті – 14,1%, середньозмиті – 4,2%, сильнозмиті – 1,4%

**Чорноземи неглибокі лісостепові переважно на лесових породах**

34 Чорноземи неглибокі малогумусні, в тому числі: слабозмиті – 9,4%, середньозмиті – 14,5%, сильнозмиті – 7,0%

36 Чорноземи неглибокі малогумусні вилугувані, в тому числі: слабозмиті – 4,7%

**Чорноземи глибокі переважно на лесових породах**

39 Чорноземи глибокі слабогумусні вилугувані

40 Чорноземи глибокі малогумусні

41 Чорноземи глибокі малогумусні карбонатні, в тому числі: середньозмиті – 2,2%

42 Чорноземи глибокі малогумусні вилугувані

45 Чорноземи середньогумусні вилугувані

**Чорноземи на щільних глинах**

72 Чорноземи на щільних глинах

**Лучно-чорноземні ґрунти переважно на лесоподібних породах**

95 Лучно-чорноземні ґрунти

97 Лучно-чорноземні вилугувані і опідзолені ґрунти

### Лучні ґрунти на делювіальних і алювіальних відкладах

111	Чорноземно-лучні ґрунти
115	Чорноземно-лучні вилугувані і опідзолені ґрунти
118	Лучні ґрунти
119	Лучні карбонатні ґрунти
124	Лучні опідзолені та лучні опідзолені оглеєні ґрунти
130	Лучні та дернові шаруваті ґрунти

### Лучно-болотні ґрунти на делювіальних та алювіальних відкладах

131	Лучно-болотні ґрунти
-----	----------------------

### Болотні і торфово-болотні ґрунти на різних породах

133	Болотні ґрунти
-----	----------------

### Торфовища

138	Торфовища низинні
-----	-------------------

### Дернові ґрунти

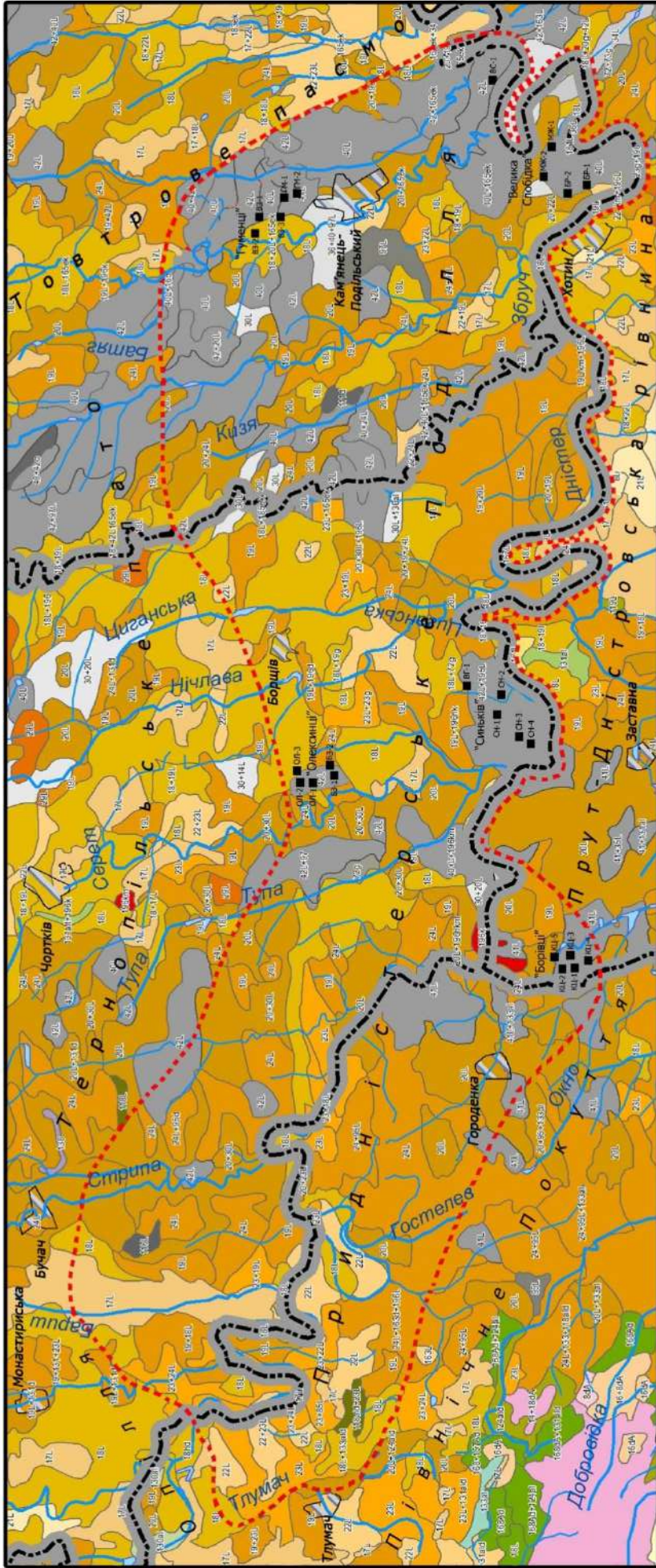
157	Дернові малорозвинені піщані і глинисто-піщані ґрунти
165	Дернові карбонатні ґрунти на елювії щільних карбонатних порід в тому числі: слабозмиті – 25,1%, середньозмиті – 4,0%, сильнозмиті – 4,1%
167	Дернові опідзолені ґрунти
168	Дернові опідзолені оглеєні ґрунти, в тому числі: слабозмиті – 6,6%, середньозмиті – 3,8%


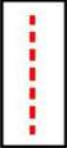
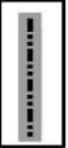






### Глибокодерново-буроземні (чорноземоподібні) ґрунти на елювії-делювії корінних порід

190	Глибокодерново-буроземні (чорноземоподібні) ґрунти (лише в комплексі)
196	Виходи порід
197	Розмиті ґрунти

### Ґрунтотворні та підстильні породи

L	Леси і лесоподібні суглинки
F	Водно-льодовикові відклади
Al	Алювій давній
al	Алювій сучасний
d	Делювій
ek	Елювій щільних карбонатних порід
g	Глини
km	Конгломерати



- Умовні позначення:
-  — річки
  -  — межі Придністерського Поділля
  -  — межі адміністративних областей
  -  41L — ареали поширення чорноземів типових
  -  18L+72g — шифр ґрунтового комплексу
  -  "Олександрія" — назва модальної ділянки
  -  ОЛ-1 — номер ґрунтового розрізу
  -  Опілля — назва геоморфологічного району
  -  Хотин — населений пункт

**Рис. 2. Карта-схема просторової локалізації ґрунтових розрізів чорноземів типових Придністерського Поділля у межах модальних ділянок**

(складена на основі ґрунтових карт адміністративних областей України масштабу 1:2000 000)

Ключова ділянка №2 “Синьків” знаходиться біля населених пунктів Синьків, Виноградів, Вигода Чортківського району Тернопільської області (Додаток В; Г). Ділянка охоплює III-IV тераси Дністра, в мезорельєфі переважає вирівняне плато в районі Серетсько-Нічлавської меандри. Абсолютні висоти коливаються в межах 240–290 м. Дослідна ділянка складається з 5 розрізів: СН-1, СН-2, СН-3, СН-4, ВГ-1, в яких карбонати залягають на глибинах, відповідно – 115, 75, 85, 62, 160 см.

На півночі Придністерського Поділля розташована ключова ділянка № 3 “Олексинці”. Вона знаходиться в Чортківському районі Тернопільської області в околицях населених пунктів Олексинці і Більче-Золоте (Додаток Д; Е). В геоморфологічному відношенні приурочена до вододільного плато між річками Серет і Нічлава. Абсолютні висоти становлять 290–320 м. Модальна ділянка складається з п’яти розрізів: ОЛ-1, ОЛ-2, ОЛ-3, БЗ-1, БЗ-2 з глибиною залягання карбонатів, відповідно – 80, 125, 60, 65, 80 см.

Найсхідніше в межах території дослідження знаходяться ключові ділянки № 4 і № 5. Вони розташовані в Кам’янець-Подільському районі Хмельницької області. Ґрунтові розрізи ключової ділянки № 4 закладені поблизу сіл Велика Слобідка, Межигір’я, Брага на IV–V терасах Дністра (Додаток Є; Ж). Абсолютні висоти – 170–230 м. Всього було закладено п’ять розрізів ВС-1, БР-1, БР-2, МЖ-1, МЖ-2. Глибина закипання карбонатів, відповідно з 56, 45, 56, 60 і 80 см.

Ключова ділянка № 5 розташована на плакорній ділянці між річками Мукша і Смотрич в околицях населених пунктів Гуменці і Великозалісся (Додаток З, К). Абсолютні висоти 240–260 м. Ключова ділянка складається з п’яти розрізів: ВЗ-1, ВЗ-2, ВЗ-3, ГМ-1, ГМ-2, глибина закипання від 10% розчину НСІ відповідно з 35, 34, 47, 45 і 35 см.

Розрізи в межах ключових ділянок закладались у найбільш типових місцях на глибину 170–230 см. Географічні координати досліджуваних розрізів показано в додатку Л.

Корелятивний підхід, який лежить в основі порівняльно-географічного методу є вже недостатнім, особливо для вирішення генетичних питань. Врахування зовнішніх географічних умов розвитку та функціонування ґрунтів при вирішенні генетичних питань замінюється дослідженням і порівнянням складу, властивостей і режимів ґрунтів [20].

У кожному ґрунтовому розрізі проведений морфологічний опис ґрунтового профілю. Досить важливим вдосконаленням морфологічного методу є використання в процесі досліджень об'єктивної характеристики забарвлення ґрунту методом застосування стандартних кольорових шкал. Для цього застосовували шкалу Манселла (Munsell soil color charts) [127].

Для вивчення проблеми генези чорноземів типових застосування порівняльно-географічного методу є недостатнім, тому в дослідженнях використовували також порівняльно-аналітичний метод, який побудований за принципом порівняння складу та властивостей ґрунтової маси генетичних горизонтів у межах всього профілю. Для цього методу належать прийоми морфологічного вивчення ґрунту, які не тільки дають уявлення про загальну морфологію профілю ґрунту як системи морфологічних горизонтів, але й дозволяють дослідити їхній речовинний склад, згідно з яким розраховують низку співвідношень між вмістом  $R_2O_3$  і вмістом стабільних елементів у генетичних горизонтах і ґрунтоутворній породі.

Для дослідження фізичних і хімічних властивостей чорноземів типових Придністерського Поділля застосовували лабораторно-аналітичні методи. Безпосередньо в полі визначали загальні фізичні властивості ґрунтів. Зокрема, буровим методом відбирали зразки ґрунту для визначення щільності будови ґрунту. Також визначали польову вологу термостатно-ваговим методом. Окремо в картонні коробки відбирались зразки ґрунту для вивчення структурно-агрегатного складу гумусових горизонтів. Наявність та розподіл карбонатів кальцію в профілі визначали за допомогою 10%-го розчину хлоридної кислоти.

У відібраних ґрунтових зразках у лабораторії досліджували:

1. Гранулометричний склад ґрунту методом Н. А. Качинського з підготовкою пірофосфатом натрію;
2. Структурно-агрегатний склад:
  - 2.1. Сухе просіювання – ситовим методом;
  - 2.2. Водостійкість ґрунтових агрегатів за методом Саввінова;
3. Мікроагрегатний склад – за Качинським;
4. Щільність твердої фази – пікнометричним методом;
5. Щільність будови – методом ріжучих кілець;
6. Загальна шпаруватість – у розрахунковий спосіб;
7. Шпаруватість аерації – розрахунковим способом;
8. Гігроскопічна волога – термостатно-ваговим методом;
9. Гідролітична кислотність – методом Каппена;
10. рН-водне – потенціометрично;
11. Гумус – за методом Тюріна в модифікації Сімакова;
12. CO<sub>2</sub> карбонатів – на кальциметрі за методом Гейслера-Максим'юк;
13. Обмінні кальцій та магній – за Гедройцем з витісненням 0,05 НСІ і наступним титруванням трилоном Б;
14. Груповий і фракційний склад гумусу – за методом Тюріна в модифікації Пономарьової та Плотнікової [130];
15. Валовий хімічний склад – за загальноприйнятою методикою Арінушкіної.

Повний силікатний аналіз зроблено для головних породотвірних хімічних елементів. Зокрема, SiO<sub>2</sub> визначався ваговим методом. При сплавленні наважки ґрунту з карбонатом натрію силікати лужних металів розкладаються кислотами з виділенням колоїдної кремнієвої кислоти. Для повного виділення кремнієва кислота повинна бути обезводнена, що досягається випаровуванням з хлоридної кислоти і висушуванням чи випарюванням з сірчаної кислоти до парів. При високому вмісті титану та інших металів, солі яких легко гідролізуються, осад кремнієвої кислоти зазвичай забруднений. Тому, відфільтрований і прожарений до постійної маси осад SiO<sub>2</sub> перевіряють “на



чистоту”, обробляючи фтористоводневою кислотою і кількома краплями сірчаної кислоти. Зважують залишок після випаровування  $\text{SiF}_4$ . Різниця першого і другого зважування відповідає вмісту  $\text{SiO}_2$  у наважці.

Головні ґрунтоутворюючі компоненти:  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ , визначали об’ємним комплексометричним методом за відповідних значень рН, титрування проводили трилоном Б. Малий вміст перерахованих елементів встановлювали фотометричними методами, а кальцій – фотометрією полум’я. Визначення вказаних елементів проводять із хлориднокислого фільтрату після розкладу наважки спалюванням з карбонатом натрію і виділенням кремнієвої кислоти чи наважки, розкладеної сумішшю фтористоводневої і сірчаної кислот.

Лужні метали  $\text{Na}_2\text{O}$  і  $\text{K}_2\text{O}$  визначали емісійними методами фотометрії полум’я. Зразок силікатної породи розкладають при нагріванні суміші фтористоводневої і азотної кислот з послідовним переходом в сульфати. Розкладання проводять в платинових чашках чи в чашках з фторопласту-4. Залишок розчиняють в  $\text{HCl}$  і визначають натрій і калій на полум’яному фотометрі.

Вміст оксидів  $\text{P}_2\text{O}_5$ , визначали фотометричним методом за забарвленням фосфоро-ванадієво-молібденової гетерополікислоти. При додаванні молібдату до азотнокислого розчину, що містить фосфорну кислоту і ванадат, утворюється фосфоро-ванадієво-молібденова гетерополікислота жовтого кольору.

Вагове визначення  $\text{CO}_2$  в силікатних породах виконується в спеціальних пристроях. Карбонатні породи розкладаються розбавленими кислотами – хлоридною, фосфорною, оцтовою. Виділений диоксид карбону звільняють від парів води і сторонніх газів, витісняють тиском повітря в попередньо зважені поглинаючі U-подібні трубки, які містять аскарит чи натронне вапно і безводний хлорид кальцію. Диоксид карбону з гідроксидами реагента-поглинача створює карбонати, а отримана за цієї реакції вода утримується в поглинальній трубці надлишком реагента і хлоридом кальцію. При прирості речовин трубки визначають вміст  $\text{CO}_2$ .

Визначення величин оптичної густини гумінових кислот проводилось у витяжці 2 (0,1 н NaOH після декальцинації) в широкому діапазоні хвиль у видимій частині спектра [41], без попереднього вирівнювання гумінових розчинів за вмістом Карбону. Оптичну густину гумінових кислот 1 і 3 фракцій визначали при довжині хвиль 430 нм, а також при 465 нм і 665 нм (для обчислення коефіцієнта забарвлення). Результати досліджень виражали як показник  $E_{с_{ГК}}$ , мг/мл (коефіцієнт оптичної густини при концентрації екстинції), який отримували шляхом арифметичного ділення величин оптичної густини на вміст у розчині Карбону гумінових кислот у мг/мл, враховуючи товщину шару пропускання і розведення розчину. Коефіцієнт оптичної густини при концентрації гумінових кислот 0,01 мг/мл ( $E_{1\text{ см}, 465\text{ нм}}^{0,001\% \text{ ГК}}$ ) визначали під час перерахунку за формулою Бугера-Бера [124].

Аналітичні дані піддані варіаційно-статистичній обробці, яку проводили за загальноприйнятими методиками з використанням методу варіаційної статистики. Основними статистичними характеристиками кількісної мінливості є середнє арифметичне ( $\bar{x}$ ), дисперсія ( $S^2$ ), стандартне відхилення ( $S$ ), помилка середнього арифметичного ( $S\bar{x}$ ), коефіцієнт варіацій ( $V, \%$ ) і відносна помилка середньої вибірки ( $S\bar{x}, \%$ ).

Середнє арифметичне  $\bar{x}$  це загальна, абстрактна всієї сукупності чисел. Якщо суму всіх варіантів ( $X_1 + X_2 + \dots + X_n$ ) позначити через  $\Sigma X$ , а число всіх варіантів через  $n$ , то формула для визначення середнього арифметичного має наступний вигляд:

$$\bar{x} = \Sigma X/n.$$

Дисперсія  $S^2$  і стандартне відхилення  $S$  є основними мірками варіації досліджуваної ознаки. Дисперсія є часткою від ділення суми квадратів відхилень  $\Sigma (X - \bar{x})^2$  на число всіх вимірів без одиниці ( $n-1$ ):

$$S^2 = \frac{\Sigma (X - \bar{x})^2}{n - 1}$$

Середнє квадратичне відхилення  $S$  отримують знаходженням квадратного кореня із дисперсії:

$$S = \sqrt{s}$$

Коефіцієнт варіації  $V$  – стандартне відхилення, що виражене у відсотках до середнього арифметичного:

$$V = \frac{S}{\bar{x}} * 100$$

Помилка вибірки  $S_{\bar{x}}$  є величиною середньої вибірки  $\bar{x}$  від середньої всієї сукупності. Помилка середньої вибірки прямо пропорційна стандартному відхиленню  $S$ .

$$S_{\bar{x}} = \frac{S}{\sqrt{n}}$$

Помилка середнього арифметичного тим менша, чим менше варіює досліджуваний матеріал. Помилка вибірки, виражена у відсотках від відповідного середнього називається відносною помилкою середньої вибірки:

$$S_{\bar{x}} \% = \frac{S_{\bar{x}}}{\bar{x}} * 100$$

Варіаційно-статистичну обробку використовували при дослідженні морфометричних показників генетичних горизонтів, показників щільності будови, даних щільності твердої фази та даних вмісту ввібраних основ.

## РОЗДІЛ 2

### ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ ЧОРНОЗЕМІВ ТИПОВИХ ПРИДНІСТЕРСЬКОГО ПОДІЛЛЯ

#### 2. 1. Період ХІХ ст- поч. ХХ ст.

Чорноземи типові – найбільш характерний підтип чорноземів на території Українського лісостепу. Багатогранність у вивченні питань генези та еволюції даних ґрунтів, проблематика їхньої класифікації та ряд інших питань зумовлюють велике зацікавлення видатних учених минулих століть та сьогодення. Актуальність дослідження чорноземів типових зумовлена і тим, що поруч з високою природною родючістю, ґрунт відносно швидко втрачає свої позитивні властивості при нераціональному сільськогосподарському використанні. Тому, покращення родючості цих ґрунтів потребує аналізу раніше отриманих даних та використання їх у подальших дослідженнях.

На початку ХІХ століття важливим у вивченні чорноземів було нанесення на карту південно-східної Європи ареалів поширення чорнозему, що було зроблено польським вченим С. Сташіцом. Середина ХІХ століття характеризувалася розпалом дискусій з проблем генези чорнозему, що знайшло своє відображення в працях Е. А. Еверсмана, Р. Мурчісона, А. Петцгольда, Е. І. Ейхвальда, Н. Д. Борисяка, Ф. І. Рупрехта, М. Н. Богданова та інших [6]. У додокучаєвський період існувало цілий ряд гіпотез щодо утворення чорноземів:

1) гіпотеза морського походження. Академіки П. С. Паллас (1779) та А. Петцгольд стверджували, що чорноземи утворились з морського мулу та перегнилих мас очерету й іншої рослинності при відступі Чорного та Каспійського морів. Англійський вчений Р. Мурчісон (1840) вважав, що чорноземи є продуктом розмиву чорних сланцевих глин юри. Розмив цих порід, згідно з думкою авторів гіпотези, був здійснений льодовиковими водами. За

всієї оригінальності гіпотеза сьогодні має лише історичний інтерес і відображає домінуюче в ті часи уявлення про ґрунт як геологічне утворення;

2) гіпотеза болотного походження. Геолог фон Кваллен вважав, що чорноземи утворились із подрібненого матеріалу торфових боліт та рослинних залишків, принесених льодовиковими потоками з півночі, які змішались з мінеральним мулом. Академіки Е. І. Ейхвальд та Н. Д. Борисяк висунули гіпотезу про виникнення чорноземів при поступовому висиханні боліт. Післяльодовикове потепління клімату та поступове дронування території сприяли енергійному розкладу болотно-тундрової рослинності, що й зумовило формування чорноземних ґрунтів. Ідею болотної генези чорноземів можна розглядати як перший крок на шляху створення більш аргументованої гіпотези палеогідроморфного минулого чорноземних степів. Інший варіант цієї гіпотези полягає в тому, що чорноземи утворилися із видозміненої торфокрошки, яка була принесена на південь з півночі талими водами льодовика.

3) гіпотеза рослинно-наземного походження чорноземів. Адептом цієї гіпотези, що переросла в теорію, був Ф. І. Рупрехт (1866), який стверджував, що чорноземи – результат поселення трав'янистої рослинності й накопичення перегною в верхніх шарах породи.

Аналізуючи актуальні питання історії українського ґрунтознавства, професор В. І. Канівець констатує, що біля витоків вчення про чорнозем, які передували В. В. Докучаєву і навіть Ф. Й. Рупрехту, стояли професори Харківського університету Н. Д. Борисяк та І. Ф. Леваковський [34]. У праці “Про чорнозем”, яка була опублікована 1851 року, Н. Д. Борисяк вперше подає науково обґрунтовану профільно-морфологічну, мінералогічну, хімічну, географічну і агрономічну характеристику чорноземів [6]. Забарвлення чорнозему агатово-чорне, розсипчаста структура, добра водо- і повітропроникність, високий вміст гумусу. Гумус містить близько 2,5 % азоту, а загалом ґрунт містить 0,17 % азоту і 0,12 % – 0,46 %  $P_2O_5$ . Високий вміст азоту і сприятливі фізичні властивості забезпечують високу продуктивність чорнозему. В мінералогічному складі чорнозем містить кремнезем, глинозем,

вапно, оксиди заліза і марганцю. Карбонатність проявляється у вигляді білих карбонатних стяжінь – “білозірки”, яка в працях Н. Д. Борисяка називається “вічка”. Вчений детально описує перехідні горизонти чорнозему і характеризує його кротовинність. Він вважав, що чорнозем утворився під гідрофільною рослинністю, в лучних і навіть болотних умовах. Такі погляди на генезу чорноземів спонукали Н. Д. Борисяка до розроблення програми спеціальних досліджень, проте здійснити її йому не вдалося. Н. Д. Борисяк не оминає питань класифікації і охорони чорноземів. Він виділяє різновиди чорноземів на суглинках, глинах, супісках, на елювії щільних карбонатних порід, а також солонцюваті і мочарні чорноземи. Як зазначає В. І. Канівець, роботи Н. Д. Борисяка і І. Ф. Леваковського [50] слугували фундаментом для досліджень чорнозему В. В. Докучаєвим. Імена цих вчених повинні зайняти достойне місце в історії українського ґрунтознавства [34].

У 1877 році В. В. Докучаєв вперше побував в Україні. Особисті польові дослідження, проведені В. В. Докучаєвим у Полтавській губернії, та їхній аналіз знайшли своє відображення в праці “Руський чорнозем”. У великому додатку з морфологічної і аналітичної характеристики закладених В. В. Докучаєвим ґрунтових розрізів наводяться дані, які мають значний інтерес для порівняння з сучасними розрізами чорноземів, що дозволяє виявити зміни, які відбулися більше ніж за 130 років. Це знайшло відображення на складеній В. В. Докучаєвим карті “ізогумусових смуг” [29]. До речі, через 100 років після публікації цієї карти, професор Г. Я. Чесняк опублікував аналогічну карту станом на 1983 рік дотримуючись прив’язки розрізів, зроблених В. В. Докучаєвим. Результатом цієї роботи є виявлення динаміки процесів дегуміфікації чорноземів за столітній період.

В. В. Докучаєв уперше сформулював основні наукові концепції про генезис чорноземних ґрунтів. Автор виділив чорнозем як окремий ґрунтовий тип, що утворився в результаті зміни материнських порід під впливом степової рослинності та клімату.

Після В. В. Докучаєва, в південно-західній частині чорноземної смуги Європи цікаві дослідження чорноземів та інших ґрунтів були проведені професором О. Г. Набоких. Він надавав важливого значення в характеристиці чорноземів ступеню карбонатності (кількість карбонатів, глибина залягання), цікавився характером і рівнем придатності чорноземів для вирощування винограду.

У 1910 році в Берліні видана монографія австрійського вченого Леопольда Бубера “Галицько-подільські чорноземи, їхнє утворення та природна структура, а також сучасні сільськогосподарські умови експлуатації північно-східної ґрунтової зони Галичини”. Дана монографія складається з двох частин: 1) утворення та природна структура галицько-подільських чорноземів; 2) сільськогосподарські умови використання північно-східних галицько-подільських чорноземів.

У першій частині книги Л. Бубер приводить огляд літератури стосовно дослідження чорноземів, характеризує умови ґрунотворення у галицько-подільському чорноземному краї. Зокрема, вивчає геологічну будову, рельєф, клімат, проводить флористичне та фауністичне дослідження території. Особливої уваги заслуговує розділ, котрий присвячений генезі чорноземів і характеру ґрунотворних процесів.

У другій частині монографії характеризуються умови сільськогосподарських відносин у Галичини і на Поділлі. Вивчаються такі виробничі чинники як природа, капітал та праця. Дослідник розглядає основні критерії планування сільськогосподарських культур, систему орних земель та принципи введення сівозмін, вирощування сільськогосподарських тварин.

Ареали чорноземів Галичини і Поділля, які досліджував Л. Бубер, розташовані в межах сучасних Тернопільської, Львівської та Івано-Франківської областей України. Вивчивши умови ґрунотворення досліджуваної території, Леопольд Бубер робить висновок, що процес утворення чорноземів у галицько-подільському краї відбувався наступним чином:

а) у першу чергу, автор дотримується думки, що нерівності давньої сарматської території були вкриті, наче покривалом, спресованим шаром нанесеного вітром лесу. Безсумнівно, що внаслідок вирівнювальної діяльності вітру виникла рівнина, але доісторичне Поділля ніколи не було рівнинною територією. Завдяки цьому дослідник припускає одну закономірність, яка згодом стала основною причиною просування лісової рослинності на південь;

б) під впливом палеоген-неогенових відкладів на карбонатному лесовому ґрунті з'явилась певна типова ксерофітна рослинність, представники якої розвиваються на скелястій вапняковій породі. Водночас відбувається потрібний процес: 1) утворення ярів та долин, що супроводжується зниженням вмісту вологи гумусного степового ґрунту; 2) поступове розкладання степової флори; 3) вимивання карбонатів кальцію.

За дослідженнями Леопольда Бубера, галицький чорноземний край є природним продовженням русько-подільських чорноземів. Гідрологічна структура території, а також її кліматичний характер і геологічна природа є, на думку автора, основними причинами утворення чорноземів Галичини та Поділля [114].

Відносно вертикальної будови профілю подільських чорноземів, то Л. Бубер визначає їх за забарвленням завдяки 4 ознакам, які впливають одна на одну, що є визначальним для розпізнавання чорноземних “пластів” (чорноземів): 1) темно-коричнева (чорна) у вологому стані земля; 2) жовто-коричневий, темний лесоподібний суглинок з чорно-коричневими продовгуватими вкрапленнями марганцю і білуватим пластовим нашаруванням  $\text{CaCO}_3$ ; 3) темно-жовтий лесоподібний суглинок; 4) світло-жовтий лес з вапняковими конкреціями.

Він розробив класифікацію чорноземів саме за забарвленням: дуже багаті на гумус “бездоганні” чорноземи; чорноземи, які перебувають на стадії розпаду органічних часток внаслідок заліснення чи сучасного окультурення; сірі або темно-коричневі ґрунти, на місці яких колись були ліси, які перебувають на



стадії наближеній до процесу дегуміфікації. Забарвлення ґрунту тісно пов'язано з вмістом у ньому органічної речовини.

Вчений відзначив важливу роль карбонатів у процесі утворення чорноземів. Галицькі чорноземи мають низький вміст карбонатів кальцію у верхніх горизонтах. Бідні на карбонати горизонти мають найтемніше забарвлення. Із зростанням вмісту карбонатів горизонти стають світлішими. Це важливе морфологічне явище полягає в тому, що вміст карбонатів кальцію знаходиться у зворотному відношенні до вмісту гумусу.

## **2. 2. Період російсько-радянської окупації**

Після Першої світової війни дослідження чорноземів в Україні принципово змінилося. Використовувався інший стиль і характер ґрунтово-картографічних досліджень: просторові карти порівняно дрібного масштабу[125], змінюються більш детальними картами територій колгоспів і радгоспів. Дані карти були точнішими, оскільки застосовувалися при землевпорядкуванні, нарізці полів сівозмін, вирішенні інших агрономічних і економічних питань[48]. Цікавими є класифікація і номенклатура чорноземів[121;134]. В українській ґрунтознавчій літературі міжвоєнного періоду (1920–1939 рр.) чорнозем називають “чорноземля”, а білозірку – “вічка”[15].

В Україні, починаючи з 1957 р., розгорнулися великі ґрунтово-картографічні роботи з дослідження ґрунтів і складання ґрунтових карт у кожному господарстві. Ці роботи, в яких брало участь близько 1900 спеціалістів, проведені на площі 30 млн га в 7000 господарств. На високому науковому рівні подані організаційна структура ґрунтових вишукувань, номенклатура й діагностика, агровиробниче групування ґрунтів. Кожне господарство країни отримало ґрунтову карту в масштабі 1:10 000 або 1:25 000 із комплектом картограм і пояснювальний текст до них. У складанні карти ґрунтів Тернопільської, Івано-Франківської, Хмельницької областей брали

участь ґрунтознавці проектно-картографічної майстерні інституту “Укрземпроект” З. П. Дяченко, С. А. Онопрієнко, О. Т. Новейко, Т. А. Рижих, Т. Г. Залуківська, М. Г. Михальський, О. С. Сідлярчук, Т. Т. Медвідь, Н. М. Пантелеймонова, В. З. Мазуренко, Н. М. Іжевська, Г. К. Медвідь, В. А. Поляруш, Е. Ф. Ващенко, В. П. Косарев [17–19]. Великомасштабні ґрунтові дослідження землекористувань господарств на території України у той час вважалися практично закінченими. Але вони все ж таки продовжились і в наступні роки з метою уточнення та коректування великомасштабних ґрунтових карт, на основі яких створюють зведені середньомасштабні районні ґрунтові карти. Ці карти необхідні при складанні генеральних схем використання земельних ресурсів районів і областей, при розробці і здійсненні заходів з охорони ґрунтів від ерозії, розміщенні сільськогосподарських культур, для диференціації системи землеволодінь. На досліджуваній території були складені й передані сільськогосподарським підприємствам ґрунтові плани господарств, що вплинуло на підвищення врожайності сільськогосподарських культур. Складені й передані господарствам картограми: а) вмісту гумусу; б) кислотності й лужності; в) вмісту доступного рослинам калію; г) вмісту доступного рослинам фосфору [103].

На базі ґрунтових і агрохімічних досліджень розроблено заходи з підвищення родючості ґрунтів, переглянуто системи сівозмін з урахуванням ґрунтового покриву та розвитку ерозійних процесів, проведено меліоративні роботи: зрошення, осушення, вапнування; розроблені системи удобрення ґрунтів, зокрема чорноземів [59].

У 1989 році співробітниками ґрунтознавчої експедиція (НДЛ-50) при Львівському державному університеті імені Івана Франка, проведено великомасштабне коригування ґрунтових матеріалів 1957-1961 років, в якій приймали участь І. Я. Папіш, Й. Я. Вишневський, В. Ф. Мевша, В. Г. Гаськевич, М. Г. Кіт та інші. Складено ґрунтові карти Кам'янець-Подільського, Городоцького, Дунаєвецького районів Хмельницької області, на яких відображено географію чорноземів досліджуваної території [67].

### 2. 3. Новітній період відновлення незалежності України

Важливий вклад у дослідження чорноземів здійснив І. Я. Папіш. У 2021 р. ним була захищена докторська дисертація на тему “ Чорноземи на лесових породах Волино-Поділля і Передкарпаття”. В основу роботи покладені результати власних експедиційних та експериментальних досліджень чорноземів різних підтипів і родів протягом 1990–2020 років. Наукова новизна одержаних результатів: виявлена внутрішньо-фаціальна відмінність властивостей і режимів чорноземів, синхронна змінам літології лесових порід і гідротермічного режиму території; проведено ґрунтово-географічне районування території Волино-Поділля і Передкарпаття до рангу ґрунтового округу на основі структурного підходу до просторового аналізу ґрунтового покриву; визначений хіміко-мінералогічний склад мулистої фракції (розмір < 1 мкм) чорноземів Волино-Поділля і Передкарпаття; виявлено мінеральну фазу (слюда-сметити), яка бере активну участь у процесах лесиважу і вертикальної диференціації профілю чорноземів; виявлена генетична природа борошнистої кремнеземистої присипки в чорноземах з виразним глинисто-диференційованим профілем; процес селективного опідзолення чорноземів на карбонатних лесових породах Волино-Поділля і Передкарпаття не підтверджений аналітичними даними; зафіксований загальний процес і механізм гідрослюдизації (ілітизації) мінеральної речовини чорноземів Волино-Поділля і Передкарпаття; запропонована нова версія класифікації чорноземів на субстантивно-генетичних принципах, виходячи з регіональних властивостей чорноземів, з параметризацією типодіагностичних горизонтів [65-76; 131].

Наукові публікації по ґрунтах Поділля є в роботах Г. О. Андрущенка, М. І. Полупана, Д. І. Ковалишин, Ф. П. Топольного, В. С. Вахняка [44;89;107].

У теперішній час, в найбільш узагальненому вигляді, чорноземоутворення фіксується як результат дії таких найголовніших елементарних ґрунтоутворних процесів:

– дерновий, що проявляється з максимальною інтенсивністю. Суть його, як відомо, полягає в акумуляції гуматно-кальцієвого гумусу, поживних речовин та утворенні агрономічно цінної водостійкої структури. Максимальний прояв цього процесу в даному типі ґрунту пояснюється рядом причин. Перша з них – особливості біологічного кругообігу речовин під трав'янистою рослинністю в лісостепу і степу – він дуже потужний та інтенсивний. Щорічно з відмерлими частинами рослин у ґрунт попадає практично та ж кількість поживних речовин, що була використана на приріст біомаси, опад складає 100–200 ц/га, він високозольний (7–8 %), містить багато Нітрогену (1–1,4 %). Причому більша частина рослинних решток, а разом з ними і поживних елементів, повертається не на поверхню ґрунту, а безпосередньо в нього, тому що 40–60 % степової рослинності складає їх коренева маса. Другою причиною є особливості гідротермічного режиму в суббореальному лісостепу та степу. Він характеризується чергуванням коротких періодів оптимального зволоження ґрунту з досить тривалими засушливими або холодними, що сприяє гуміфікації органічної речовини. У перші періоди (весною та восени) активно йдуть процеси розкладу, гуміфікації та мінералізації органічних решток, а в другі (літо та зима) – закріплення утворених гумусових речовин ґрунту, ускладнення їх будови, процеси конденсації гумінових кислот. Третя причина інтенсивного дернового процесу – насиченість ґрунту Са, джерелами якого є високозольна рослинність та карбонатна материнська порода. Це призводить до нейтралізації гумусових кислот, утворення стійких органо-мінеральних сполук та водостійкої зернистої структури. Четвертою причиною є надзвичайно велика, в недалекому минулому, роль гризунів, які активно перемішували ґрунт, збагачуючи верхні горизонти карбонатами, що підсилювало дерновий процес ґрунтоутворення.

– процес вилуговування, що проявляється через міграцію гідрокарбонату кальцію в профілі. Він забезпечує високу ступінь насиченості ґрунтових колоїдів кальцієм, формування гуматно-кальцієвого гумусу, нейтральну та слабо лужну реакцію середовища – а це, як відомо, головні умови оптимального проходження дернового процесу ґрунтоутворення. Міграція

карбонатів визначається характером водного, теплового та газового режимів чорноземів. Вона найяскравіше йде в лісостепу, який вирізняється періодично промивним типом водного режиму. З водою виносяться розчинні речовини та  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ , але вміст останнього весною в ґрунті невеликий, адже в цей період низькі температури – біологічна активність пригнічена, в ґрунтовому повітрі низька концентрація  $\text{CO}_2$ , тому розчинність  $\text{CaCO}_3$  низька, вилуговування  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  з карбонатного горизонту незначне. Влітку в чорноземах переважають висхідні токи ґрунтової вологи. Вони менш інтенсивні, ніж низхідні весною, зате вміст  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  в ґрунтовому розчині значний. Солі карбонатної кислоти повертаються назад у карбонатний горизонт. Так формується ілювіально-карбонатний горизонт *calcic*. Цими процесами підтримується існування вказаного горизонту, високий вміст Ca в ґрунтовому розчині та у твердій фазі. Степові чорноземи характеризуються менш інтенсивною міграцією карбонатів, ніж лісостепові, винос їх слабкий. Загалом максимальна амплітуда коливань лінії карбонатів становить 10–20 см, яка в типових чорноземах зростає до 30 см [124].

Сучасне ведення землеробства в Україні спричиняє процеси деградації чорноземів типових, що продовжує наростати у зв'язку з невизначеністю у співвідношенні між сільськогосподарськими угіддями, незбалансованістю біогеохімічних речовин і енергії в агроландшафтах, відсутністю моніторингу та недосконалістю протиерозійних заходів [11-12]. Сучасний стан аграрного сектора економіки на етапі переходу до ринкових умов господарювання вимагає кардинальних змін в організації виробництва сільськогосподарської продукції на основі нових підходів щодо систем ґрунтозахисного землеробства. [39]. Тому, проблема екологічно безпечною й економічно доцільного використання земельних ресурсів в Україні, як основного засобу сільськогосподарського виробництва, є надзвичайно актуальною. Її вирішення неможливе без забезпечення надійного захисту найвразливішого компоненту сучасних агроландшафтів – орних земель, від деградаційних процесів, зокрема агрофізичної деградації, яка проявляється в переущільненні ґрунту. [40].

Основною причиною ущільнення чорноземів типових в останні десятиріччя вчені та спеціалісти вважають механічний вплив ходової системи сільськогосподарських машин [63]. За існуючих технологій вирощування сільськогосподарських культур ущільнення ходовими системами зазнає 60–85 % полів до збирання і до 98 % – після збирання, при цьому значна площа (до 40 %) підпадає протягом року під трикратне ущільнення.

Чорноземи є одними із найбільш вивчених ґрунтів України, проте, залишається ще багато невирішених питань в області їхньої генези і еволюції. Особливо актуальним є дослідження регіональної специфіки формування, становлення і деградації властивостей та функцій чорноземів типових. Дослідження чорноземів на процесному рівні, особливо щодо формування їхнього хіміко-мінералогічного і органічного профілів, дозволить наблизитись до вирішення цілого комплексу проблем генези чорноземів Придністерського Поділля.

## РОЗДІЛ 3

### УМОВИ ҐРУНТОТВОРЕННЯ

#### 3. 1. Геологічна будова

Територія Придністерського Поділля структурно розташована у межах Волино-Подільської частини Східноєвропейської платформи [4].

У геологічній будові Придністерського Поділля беруть участь осадові породи верхнього протерозою, палеозою, мезозою, кайнозою, які залягають на кристалічному фундаменті Українського кристалічного щита [55]. Докембрійські породи належать до двох різних структурних рівнів – кристалічного фундаменту і осадового чохла. Утворення архейської групи представлені дуже зміненими магматичними і метаморфічними породами, серед яких переважають кварцити, мігматити, гнейси, кристалічні сланці та кристалічні вапняки. На розмитій поверхні кристалічних порід архею і протерозою залягає шар слабометаморфізованих верстуватих осадів валдайської і волинської серії вендського комплексу верхнього протерозою [95]. На території Придністерського Поділля ці відслонення поширені вздовж берегів Дністра, Студениці, Калюсу, Немії. Характерними особливостями верхньопротерозойських відкладів на території дослідження є майже виключно теригенний склад і чітке літологічне відособлення значних за потужністю товщ.

Палеозойські відклади поширені у західній частині Придністерського Поділля і представлені утвореннями чотирьох систем: кембрійської, ордовицької, силурійської, девонської.

Кембрійські відклади представлені нижнім відділом системи у складі балтійської серії. В околицях населених пунктів Субочі і Китайгорода пісковики балтійської серії спостерігаються у природних відслоненнях. Це єдине місце на Волино-Подільській височині, де кембрійські відклади виходять на денну поверхню.

Ордовицькі відклади розмиті, невеликої потужності 1–4 м. Вони складені ясно-сірими кварцовими пісками молдавського горизонту і місцями покриті сірими верстуватими вапняками потужністю 1,5–3 м. Відслонення порід ордовицького періоду спостерігаються у долині Дністра між населеними пунктами Гораївка і Демшин і на річках Студениця, Тернава.

Відклади силуру залягають на кембрійських і ордовицьких утвореннях. У силурійській системі виділяють два відділи: нижній та верхній. Нижньосилурійські відклади складені в основному карбонатами, в меншій мірі – теригенними глинистими породами. Верхній силур представлений потужною товщею плитчастих і грудкуватих вапняків з поодинокими проверстками мергелів і метабентонітових глин. Вони поширені на берегових схилах Дністра а також Студениці, Смотрича, Жванчика, Збруча [95].

Девонські відклади залягають на силурійських у вигляді поступового переходу. Залягання збігається з нахилом усього палеозойського комплексу порід на захід і південний-захід. Східна межа поширення відкладів проходить майже в меридіональному напрямку: по вододілу Нічлави – Збруча. Природні відслонення спостерігаються у долині Дністра, Нічлави, Серету, Стрипи, Коропця, Золотої Липи [97]. На території дослідження наявні відклади нижнього та середнього девону. Нижній девон представлений кварцитоподібними пісковиками, алевролітами й аргілітами переважно червоно-бурого кольору. Потужність відкладів нижнього девону становить понад 80 м. Середній девон виходить на поверхню в долині Золотої Липи. Представлений темно-сірими доломітами та незначними прошарками глин й аргілітів загальною потужністю 20 м [94].

Мезозойська група представлена відкладами юрської і крейдової системи. Юрські відклади спостерігаються лише біля населеного пункту Усть-Зелене. Юрські породи складені різнобарвними теригенними утвореннями, вапняками та доломітами, які залягають на породах нижнього девону.



Відклади крейдової системи залягають на розмитій поверхні більш давніх порід різного віку: на сході – на силурі, західніше – на девоні, а на крайньому та південному заході – на юрі.

Альбський ярус нижньої крейди відслонюється в різних місцях на схилах Дністра та його лівих приток. Представлені кварцово-глауконітовими пісками потужністю до 2 м та опоками і опаловими спонгілітами до 18 м. У складі верхньої крейди виділяється сеноманський ярус, що залягає суцільним покривом на розмитій поверхні докембрійських та палеозойських порід і характеризується значною фаціальною мінливістю.

Кайнозойські відклади на території Придністерського Поділля представлені неогеновою й антропогеновою системами. Неогенові відклади поширені майже на всій території дослідження і представлені осадами середнього (тортонський ярус) і верхнього (сарматський ярус) міоцену. Залягають вони на розмитій поверхні більш давніх порід і покриваються четвертинними континентальними утвореннями. Відклади нижнього тортону розвинені в басейнах річок Смотрича, Тернави, Студениці, Калюса, частково у нижній течії Збруча. Представлені вони в основному кварцовими пісками та місцями багрянковими вапняками потужністю 2–6 м. Відклади верхнього тортону представлені хемогенними осадами, котрі складені переважно гіпсами і ангідритами з глинисто-карбонатними прошарками. Четвертинні відклади утворюють на території Придністерського Поділля майже суцільний покрив потужністю до 30 м і більше. Відсутні вони лише на крутих схилах каньйону Дністра та каньйоноподібних долин його лівих приток. Відклади належать до різних генетичних типів і відрізняються за літологічним складом. За віком утворення, їх поділяють на нижньо-, середньо-, верхньоплейстоценові та голоценові. Представлені комплексом континентальних утворень елювіального, делювіального, алювіального та інших типів[108].

У нижньому плейстоцені формувались алювіальні відклади VI і V терас Дністра, а на вододілах нагромаджувався лес.

Шоста тераса Дністра висотою 145–150 м відіграє, за даними І. К. Іванової, роль “надканьйонної” поверхні, оскільки усі більш низькі тераси збереглися переважно окремими клаптиками уже в каньйоні. Тераса ерозійно-акумулятивна. У будові алювію розрізняються руслові гравійно-галечникові нагромадження, здебільшого з валунами та прошарками різнозернистих косоверстуватих пісків, дуже озалізненних і ущільнених, з фрагментами зцементованих гідроксидами заліза до стану пухких пісковиків. Загальна потужність руслового алювію тераси до 6–8 м.

Заплавний алювій складений інтенсивно звітряними супісками та суглинками, голубувато-сірими, щільними, озалізненними, дуже зміненими ґрунтоутворними процесами. Потужність заплавного алювію становить 1–2 м, досягаючи максимально 6–7 м. М. О. Куниця знаходить у ньому сліди нижньоплейстоценового ґрунтоутворення.

П'ята тераса Дністра розвинена окремими ділянками у каньйоні на висоті 105–120 м від рівня річки. Тераса ерозійно-акумулятивна. У руслових відкладах алювію переважає гравійно-галечниковий матеріал, горизонтально та косоверстуваті піски, у яких виявлена багата фауна уніонід.

Заплавний алювій V тераси Дністра складений суглинками і супісками, забарвленими на окремих ділянках у червонуватий колір, потужністю 2–3 м.

Середній плейстоцен представлений на території дослідження алювіальними відкладами IV і III терас Дністра, потужними лесами вододілів і привододільних схилів з розвиненим у них коршівським викопним ґрунтом. Він складається з добре вираженого чорноземовидного ґрунту у верхній частині та інтенсивно оструктуреного грудкуватого шару з сірим малопотужним гумусовим горизонтом у його нижній частині. Потужність комплексу близько 2,5 м, зрідка більше. Коршівський комплекс відповідає одному із додніпровських середньо-антропогенових потеплінь. Комплекс інтенсивно порушений у верхній частині соліфлюкцією [62].

Четверта тераса Дністра висотою 70–80 м більш характерна для ділянок розширення долини. Складена вона русловим і заплавним алювієм загальною

потужністю до 10 м, часто перекритими делювіальними відкладами. Русловий алювій потужністю до 7 м представлений гравійно-галечним матеріалом з прошарками та лінзами пісків. Породи щільні, інтенсивно озалізовані, горизонтально і косоверстуваті.

Заплавний алювій складений переважно супісками та суглинками, часто з прошарками та лінзами пісків загальною потужністю до 2 м, зрідка більше. Дрібнозем постійно має сліди давнього ґрунтоутворення. Третя тераса Дністра висотою 45–55 м ерозійно-аккумулятивна, трапляється клаптиками у вузькій внутрішньоканьйонній частині долини. Відслонення цієї тераси спостерігаються на лівому березі Дністра між селами Жванець і Брага. Там на цоколі з силурійських вапняків залягає алювій III тераси. У нижній частині алювію – гравійно-галечникові відклади, у верхній – піски. Перекриті алювіальні відклади потужною (до 15 м) товщею делювіальних лесоподібних порід.

Верхній плейстоцен представлений алювіальними відкладами II і I терас Дністра. У верхньому плейстоцені відбувалося інтенсивне нагромадження делювіальних шлейфів схилів. Кліматичні умови протягом верхнього плейстоцену були суворими, з максимумом похолодання на відріжку 17–20 тис. років тому.

Друга тераса Дністра ерозійно-аккумулятивна, її висота 25–40 м, при максимальній висоті цоколя до 15 м. Для цієї тераси Дністра характерні найбільш потужні (до 25 м) делювіальні лесові покриви.

Русловий алювій тераси складений гравійно-галечниковим матеріалом потужністю 4 м і більше, що поступово змінюється піщано-супіщано-суглинистим матеріалом заплавних фацій алювію потужністю до 6 м.

Перша тераса Дністра часто виявлена тільки у піщаній фації. На відміну від інших терас вона позбавлена лесового покриву. Цоколь тераси значно нижче меженного рівня річки, підіймається максимально на 1–1,5 м над водою. Висота тераси 10–15 м.

Більшість території Придністерського Поділля покривають верхньоплейстоценові леси загальною потужністю до 10 м, які є материнською породою для сучасних ґрунтів і широко використовуються в господарській діяльності. Верхньоплейстоценова товща поширена на вододілах і пологих привододільних схилах. Розпочинається лесова товща горохівським викопним ґрунтовим комплексом, який досить поширений, має чіткі морфологічні ознаки і є надійним маркуючим горизонтом. Сформувався горохівський комплекс протягом двох фаз. У першу фазу утворився ґрунт лісового типу, у другу – степового, з дуже потужним гумусовим горизонтом темно-сірого з коричневим відтінком кольору, який накладений на першу фазу ґрунтоутворення, що відповідає, одному із ранніх інстерстадіалів верхнього плейстоцену. Лісова фаза горохівського ґрунтоутворення відповідає останньому, микулинському міжльодовиков'ю [98].

Потужність нижнього горизонту верхньоплейстоценових лесів становить 1–2 м, іноді більше. Морфологічно це жовтуватий пісок-сірий супісок, рідше – суглинок з червонуватим відтінком, озалізнений, гумусований, карбонатний, часто оглеєний. Дубнівський викопний ґрунт характеризується потужністю до 1 м. Найчастіше дубнівський ґрунт складений середніми суглинками, світло-коричневими, часто з голубуватим відтінком, інтенсивність бурого забарвлення, як правило, зростає до подошви ґрунту [5].

Верхній горизонт верхньоплейстоценових лесів завершує лесову товщу і є материнською породою сучасного ґрунтоутворення. Його потужність змінюється від 3–4 до 6–7 м. У багатьох розрізах верхній горизонт верхньоплейстоценових лесів виразно поділяється на два підгоризонти. Нижній підгоризонт потужністю до 3,0 м, складений лесами карбонатними, палевими, часто з голубуватим відтінком, прошарками та лінзами піску, інтенсивно гумусованими, озалізненими. Верхній підгоризонт верхнього горизонту верхньоплейстоценових лесів більш однорідний, менш гумусований, без ознак шаруватості. Його потужність становить близько 3 м [33].

На всіх ключових ділянках ґрунтотворною породою чорноземів є лесоподібні суглинки. Вони мають світло-палевий і палевий колір, при наявності ознак оглеєння буро-палевого забарвлення. Карбонати у формі псевдоміцелію. З ознаками оглеєння лесоподібні суглинки набувають більшої зв'язності і щільності. В них міститься багато карпатської гальки [106].

За своїми хімічними і фізичними властивостями лесоподібні суглинки, як субстрат для педогенезу, є найбільш цінними ґрунтотворними породами. Вони мають у своєму складі 10–20 %  $\text{CaCO}_3$  і як ґрунтотворні породи, в минулому при відповідних кліматичних умовах і наявності степової рослинності, сприяли утворенню чорноземів типових. За літологічними особливостями і за гранулометричним складом лесоподібні суглинки належать до фації вододільного лесу. За нашими даними лесоподібні суглинки на глибині 2,0–2,5 м характеризуються середньосуглинковим і важкосуглинковим гранулометричним складом з переважанням грубо-пилуватої (0,05–0,01 мм) і мулистої (<0,001 мм) фракцій. Вони ущільнені (щільність будови 1,31–1,58 г/см<sup>3</sup>), мають відносно високу шпаруватість (39,65–51,85 %) і аерацію (11,40–31,58 %), добре мікроагреговані. Вміст органічної речовини в лесоподібних суглинках незначний і коливається в межах 0,47–0,87%. Реакція розчину стабільно середньолужна (рН 7,52–7,85). Вміст і запаси карбонатів збільшуються із заходу (6,02–8,60 %) на схід (12,63–14,06 %). Дані дослідження фізичних і фізико-хімічних властивостей лесоподібних суглинків подані у таблиці 3.1, 3.2 і 3.3.

Голоценові відклади представлені утвореннями заплав і русел річок, еоловими пісками, автохтонними торфами, травертинами тощо [45]. Протягом голоцену відбувалося формування сучасних ґрунтів і структури ґрунтового покриву

У Придністерському Поділлі виділяються голоценові відклади високої заплави Дністра (5–7 м), а також два рівні сучасної заплави (3,5–4 і 1,5 м), складені піщано-супіщаним матеріалом, а також гравієм і галькою.

Таблиця 3.1

**Гранулометричний склад лесоподібних суглинків Придністерського  
Поділля**

Ключова ділянка	Грунтовий розріз	Глибина відбору зразків, см	Розмір частинок у мм, кількість у %						Сума часточок розміром <0,01 мм, %
			Фізичний пісок			Фізична глина			
			Пісок		Пил		Мул		
			1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005		0,005-0,001	
“Борівці”	КЦ-1	200–210	3,04	3,31	41,04	13,02	11,05	28,54	52,61
“Синьків”	СН-4	140–150	0,00	9,44	46,48	11,04	8,98	24,06	44,08
“Олексинці”	ОЛ-1	170–180	0,45	9,41	44,36	10,04	9,68	26,06	45,78
“Велика Слобідка”	ВС-1	220–230	0,00	12,10	47,10	10,20	13,10	17,50	40,80
“Гуменці”	ВЗ-1	160–170	0,00	15,30	47,90	8,90	9,80	18,10	36,80

Таблиця 3.2

**Загальні фізичні властивості лесоподібних суглинків  
Придністерського Поділля**

Ключова ділянка	Грунтовий розріз	Глибина відбору зразків, см	Щільність твердої фази, г/см <sup>3</sup>	Щільність будови, г/см <sup>3</sup>	Шпаруватість, %	
					загальна	аерації
“Борівці”	КЦ-1	200–210	2,62	1,58	39,65	11,40
“Синьків”	СН-4	140–150	2,70	1,43	47,05	26,64
“Олексинці”	ОЛ-1	170–180	2,70	1,56	42,16	16,52
“Велика Слобідка”	ВС-1	220–230	2,72	1,31	51,85	31,58
“Гуменці”	ВЗ-1	160–170	2,65	1,39	47,59	26,62

Таблиця 3.3

**Фізико-хімічні властивості лесоподібних суглинків Придністерського  
Поділля**

Ключова ділянка	Грунтовий розріз	Глибина відбору зразків, см	Вміст гумусу, %	pH <sub>H2O</sub>	Вміст карбонатів, %
“Борівці”	КЦ-1	200–210	0,68	7,59	6,02
“Синьків”	СН-4	140–150	0,69	7,52	6,98
“Олексинці”	ОЛ-1	170–180	0,47	7,65	8,60
“Велика Слобідка”	ВС-1	220–230	0,66	7,54	12,63
“Гуменці”	ВЗ-1	160–170	0,87	7,85	14,06

Відклади вапнякових туфів у вигляді окремих екзотичних скельних виходів відомі у ряді пунктів на схилах Дністра, Збруча, Смотрича, Студениці.

Також поширені відклади, які формувались протягом усього континентального етапу її розвитку, тому віднесені до нерозчленованих. Серед

нерозчленованих відкладів найбільшу роль відіграють делювіальні утворення та елювіальні нагромадження.

Делювіальні відклади пов'язані з районами інтенсивно розчленованого рельєфу. Делювіальні шлейфи схилів мають неоднорідну будову і за характером осадонагромадження поділяються на три частини з притаманними їм різновидами делювію: привершинну, центральну та периферійну. Характер делювію значною мірою зумовлений крутизною схилів, геологічною будовою, кліматичними умовами. Найбільш повно основні риси делювієутворення проявляються у долині Дністра.

На крутих схилах, характерних для прямих ділянок каньйоноподібних долин, побудованих палеозойськими піщано-глинистими породами, майже дві третини схилу припадає на частку денудаційної частини і лише нижня частина є акумулятивним шлейфом, що складений жорстк'яно-щербінчасто-уламковим матеріалом. Ширина таких шлейфів 10–30 м, потужність алювію 1–2 м, іноді більше.

По-іншому побудовані делювіальні шлейфи на відносно пологих схилах вигнутих меандрів, а також у районах розвитку внутрішньоканьйонних терас. В основі розрізів залягають жорстк'яно-щербінчасто-уламкові відклади, які погано відсортовані, з піщаним або супіщано-суглинистим заповнювачем. Вони відповідають привершинній фації делювію, мають мінливу потужність, що рідко перевищує 3 м.

Середня частина розрізів пологих схилів представлена більш дрібнозернистими відкладами. Це переважно піски, збагачені грубоуламковим і глинистим матеріалом з супіщаними, суглинистими та глинистими прошарками і лінзами. Кількість останніх зростає до верхньої частини розрізів, де вони часто переважають, набираючи при цьому лесоподібного вигляду. Потужність відкладів середньої частини делювіальних шлейфів схилів становить 3–4 м і більше [93].

Верхня частина делювіальних шлейфів схилів представлена лесоподібними супісками та суглинками, макропористими, шаруватими у

напрямку схилів, з вмістом прошарків і лінз грубозернистого матеріалу тощо. Їхня потужність 15 м і більше.

Верхня частина розрізів делювію найбільш однорідна і складена лесоподібними породами. Доведено, що їхнім джерелом були в основному еолово-делювіальні леси вододілів і пологих привододільних схилів. Обширний палеонтологічний матеріал, археологічні дані, повсюдний розвиток у делювіальних відкладах сингенетичних палеокріогенних деформацій – все це свідчить про холодні кліматичні умови часу формування шлейфів. Що стосується делювіальних лесоподібних порід, то основна їхня маса сформувалась у перигляціальних умовах верхнього плейстоцену.

Елювіальні утворення на докембрійських кристалічних породах також можна розділити на дві зони – уламкову та залишкових нагромаджень. У першій залягає пухкий уламково-жорсткий матеріал потужністю декілька метрів, у другій – глинисті залишкові нагромадження і нові сполуки, здебільшого каолінового складу.

Отже, основними ґрунтотворними породами чорноземів типових Придністерського Поділля є верхньоплейстоценові лесоподібні суглинки середньо- і важкосуглинкового гранулометричного складу.

### **3. 2. Геоморфологічна будова**

Територія Придністерського Поділля структурно розташована у межах Волино-Подільської частини Східноєвропейської рівнини [32]. Північна межа проходить по лінії, нижче якої починаються каньйоноподібні відрізки низів'їв рік Стрипи, Джурину, Серету, Нічлави, Рудки, Збруча, Жванчика, Жвану, Ушиці, Калюсу, Карайця, Лядової, Немії. Південна межа Придністерського Поділля проходить по правому березі Дністра від долини річки Тлумач вздовж лінії Тлумач – Герасимів – Городенка – Заліщики і далі в обхід з півдня Хотинського пасма на м. Могилів-Подільський [109]. Глибина ерозійного врізу – понад 200 м. Перехід від плоских, злегка хвилястих межиріч до глибоких



долин дуже різкий, раптовий, що є найбільш характерною рисою району. Схили долин іноді стрімкі. На дні їх відсутні заплавні тераси. Ріки мають швидку течію. Всі ці ознаки свідчать про омолодження рельєфу внаслідок найновіших тектонічних піднять [101].

Висхідні підняття окремих блоків спричинились до виразного підвищення поверхні і глибокого розчленування її в смузі Подільського валу та в районі Журавенківського блоку. З іншого боку, опускання в смузі, яка прилягає до Дністра, було причиною утворення широких молодих терас по правій стороні ріки, всупереч відомому закономі Бера про причини утворення високих правих берегів і рік під впливом обертання Землі навколо своєї осі. Завдяки цим опусканням і утворенню акумулятивних терас, по правій стороні Дністра утворився рівнинний акумулятивний рельєф [96].

Лівобережна територія Придністерського Поділля, внаслідок субмеридіонального розташування Товтрового кряжу, поділяється на дві частини: Західноподільську і Східноподільську [26]. Північна межа Західноподільського Придністер'я проходить по лінії Бариш–Бучач –Більче-Золоте–Борщів–Жабинці–Кормильче. На сході межує з товтровим кряжем, де границя проходить по смузі Черче–Нігин–Вербка–Привороття–Кульчіївці–Китайгород. Західноподільське Придністер'я в районі Серет-Стрипського межиріччя характеризується інтенсивними неотектонічними підняттями. Сумарні амплітуди післятортонських піднять тут досягають 340–350 м. Поверхня палеозою піднята до найвищого (320–330 м) на Поділлі рівня. Наслідком цих піднять є повне знищення сарматських і верхньої частини розрізу тортонських відкладів, у тому числі й гіпсів. Поверхня вододілів складена в основному тортонськими глинами, літотамнієвими вапняками та четвертинними суглинками невеликої потужності, які зумовлюють розвиток згладженого рівнинного рельєфу [119].

Межиріччя Серету, Нічлави, Збруча, Жванчика, Смотрича характеризуються значно меншими (280–300 м) амплітудами неотектонічних піднять і нижчими абсолютними позначками сучасного рельєфу. Відповідно,

знижена на декілька десятків метрів і поверхня палеозою. На вододілах зберігся сарматський покрив, серед відкладів тортону досить поширені гіпси, потужність яких досягає 20–25 м. Наявність гіпсів сприяє широкому розвитку карстових процесів і форм рельєфу. Поверхня межиріч більш хвиляста, нерідко на них трапляються карстові лійки, понори, що з'єднані з густою мережею підземних лабіринтів – печер, яких тут нараховується більше десяти. На плоских межиріччях Серету та Нічлави, рідше Нічлави й Збруча є ряд невеликих озер. Здебільшого вони безстічні, місцями з'єднані пониженнями з верхів'ями балок [60].

Чорноземи типові утворилися на широких плато та значних зниженнях рельєфу де зустрічаються великими масивами, які в минулому були вкриті багатомасштабною лучно-степовою рослинністю. На території Західноподільського Придністер'я було закладено 5 репрезентативних ключових ділянок.

Східноподільське Придністер'я характеризується значною глибиною врізу долин, що досягає 120–150 м, а висоти вертикальних стінок становить 60–80 м. Долини приток Дністра при всій меридіональності своїх простягань дуже звивисті, меандруючі, але меандри хоча і круті, проте невеликі, здебільшого не виходять за межі 2–3 км [58].

Наявність вузької, часто кам'янистої заплави і фрагментів терас майже виключно поширені на увігнутих сторонах меандр. Внаслідок вузьких заплав весняні повені та дощові паводки часто мають катастрофічний характер, особливо коли затоплюють не лише заплави, але і першу надзаплавну терасу під час крижаних заторів на крутих меандрах. Характерною особливістю рельєфу є значне поширення лінійної ерозії у вигляді промоїн і ярів. Придолинні схили густо порізані ерозійними формами [77]. Проте поряд з глибоким розчленуванням поверхні та розвитком ерозійних процесів, поширені також плоскі межиріччя, де ерозія практично відсутня.

Густота ерозійного розчленування території Східноподільського Придністер'я становить 4–5 км/км<sup>2</sup>. Така густота річкової сітки призвела до того, що ця область втратила риси плато, поширеного на Західноподільському

Придністер'ї. Межиріччя тут вузькі, випуклої, іноді гребнеподібної форми, із схилами крутизною 5–8°, які поблизу річкових долин стають спадистими (9–12°). В силу такого характеру рельєфу чорноземи типові на даній території майже відсутні, оскільки в умовах хвилясто-горбистого ерозійного рельєфу більш конкурентним є лісовий тип рослинності.

### 3.3. Гідрогеологічні умови

Територія Придністерського Поділля, згідно гідрогеологічного районування України розташована в межах Волино-Подільського артезіанського басейну, в гідрологічному районі II порядку Волино-Подільської плити [100]. Серед підземних вод басейну найбільш поширені тріщинні води у верхньопротерозойських, кембрійських, ордовицьких, силурійських, девонських, кам'яновугільних, юрських та верхньокрейдових відкладах, і менше – порово-пластові води в сеноманських, сармат-тортонських і антропогенових відкладах. У місцях неглибокого залягання фундаменту між підземними водами різних водоносних горизонтів існує гідравлічний зв'язок, внаслідок чого на окремих ділянках утворюються спільні водоносні комплекси. Проте це не виключає наявності тут самостійних водоносних горизонтів певної стратиграфічної приуроченості, витриманих як за простяганням, так і за потужністю.

Верхньопротерозойські відклади представлені в основному пісковиками, аргілітами, які полого нахилені на захід і південний захід. Вони сприяють формуванню у них потужних водоносних горизонтів. У східній частині Придністерського Поділля де глибина врізу річкових долин досягає 100–150 м, підземні води верхньопротерозойських водоносних горизонтів виходять на поверхню і дренуються річками.

За сольовим складом підземні води верхньопротерозойських відкладів гідрокарбонатно-кальцієві та гідрокарбонатно-кальцієво-магнієві. Загальна

мінералізація 0,4–0,6 г/л. Води верхньопротерозойського водоносного комплексу широко використовуються для водопостачання.

Кембрійські відклади характеризуються значною водоносністю. За хімічним складом і загальною мінералізацією підземні води кембрійських відкладів близькі до вод з відкладів верхнього протерозою. Оскільки вони залягають на значній глибині, то використовуються менше.

У силурійських відкладах підземні води в основному приурочені до тріщинуватих, закарстованих, пористих вапняків. Нерідко свердловини, які розкривають водоносний горизонт у силурійських відкладах фонтанують. Води ці переважно гідрокарбонатно-кальцієвого типу з загальною мінералізацією 0,3–0,8 г/л і задовільної якості.

У місцях неглибокого залягання, води силурійських відкладів виходять на поверхню і широко використовуються як питні. Ці води живлять річки Збруч, Жванчик, Смотрич [36-37].

Девонський водоносний горизонт характеризується значним поширенням. У долині Серету, Дністра відклади девону виходять на денну поверхню. Літологічно горизонт представлений червоними тріщинуватими пісковиками, вапняками, алевролітами. Відклади залягають моноклінально з зануренням у західному напрямку, де й відповідно зростає їхня потужність до 700 м. Середня величина залягання горизонту становить 25–50 м. Горизонт напірний, дзеркало підземних вод знаходиться на глибині 4,5–7 м. Величина напору 10–14 м, інколи збільшується у вигляді джерел. Через відсутність територіально витриманих водотривких горизонтів утворюється гідравлічний зв'язок між девонським водоносним горизонтом і юрським горизонтом, котрий залягає над ним, і за рахунок якого поповнюються запаси вод у відкладах девону. Певну роль у живленні цього горизонту відіграють руслові води рік. Води девонського горизонту використовуються для місцевого водопостачання.

Юрський водоносний горизонт виявлений на вододілі рік Стрипа– Золота Липа. Літологічно представлений тріщинуватими вапняками, пісковиками, конгломератами та глинами, які займають значне місце у розрізі. Залягає

горизонт на відкладах девону покрівлею його є осади сеноману й турону. Глибина залягання горизонту становить 13–108 м. Середня глибина горизонту 45 м. Потужність відкладів змінюється від 5 до 74 м. Максимальний дебіт джерела виявлений в с. Нижньові на Дністрі, де він становить 72,0 м<sup>3</sup>/год. Горизонт слабонапірний – 3–4 м. Живлення горизонту відбувається за рахунок атмосферних опадів і переливу вод із покривних горизонтів. За сольовим складом води належать до гідрокарбонатно-кальцієвого-магнієвого типу з мінералізацією 0,3–0,5 г/л. Загальна твердість вод 4,6–7,0 мг-екв/л.

Значною насиченістю підземними водами характеризуються відклади крейдової системи. Основний водоносний горизонт їх зв'язаний з кварцово-глауконітовими шарами сеноманського ярусу. Потужність його непостійна і змінюється у значних межах. Нерідко води сеноманського водоносного горизонту напірні, від 10 до 25–30 м, в окремих випадках і більше. Дебіт свердловин неоднаковий, переважно він становить 3–6 м<sup>3</sup>/год, рідше 9–15 м<sup>3</sup>/год.

У відкладах неогенової системи підземні води переважно зв'язані з тріщинуватими вапняками та пісками, які часто чергуються з прошарками глин. Внаслідок великої фаціальної мінливості неогенових відкладів як у вертикальному, так і в горизонтальному напрямках водоносні горизонту у них переважно невеликі за розмірами. За хімічним складом підземні води з неогенових відкладів переважно гідрокарбонатно-кальцієві з загальною мінералізацією 0,3–0,8 г/л, задовільної якості.

Водовмісними переважно є різнозернисті піски та суглинки, які залягають на корінних породах різного віку. Потужність водоносної товщі невелика і коливається у межах декількох метрів. Водоносний горизонт залягає на незначній глибині (0,5–4 м). Він безнапірний. Води гідрокарбонатно-кальцієвого типу. Алювіальний водоносний горизонт часто гідравлічно зв'язаний з водоносними горизонтами більш давніх порід, які його підстеляють.

Незначні скупчення підземних вод є також у нижній частині розрізу елювіально-делювіальних лесоподібних суглинків з прошарками пісків і лесів,

розвинених на межиріччях. Водонесний горизонт залягає на глибині 1–5 м, інколи глибше, живиться атмосферними опадами. Дебіти колодязів невеликі. Прісні підземні води також поширені у четвертинних відкладах і корінних породах. У четвертинній товщі виділяється два водонесних горизонти, які характеризуються обмеженим поширенням і незначним водозбагаченням – алювіальний і елювіально-делювіальний [43].

Алювіальний водонесний горизонт пов'язаний з першою і другою надзаплавними терасами Дністра та його притоками. Літологічно він представлений різнозернистими пісками і суглинками з лінзами гальки. Потужність алювіальних відкладів кожної річкової долини неоднакова. В середньому вона коливається в межах 3–5 м, інколи значно зростає. Покрівлею горизонту є лесоподібні суглинки, потужність яких у середньому 1–3 м. Глибина залягання водонесного горизонту частіше дорівнює 1–2 м.

Елювіально-делювіальний водонесний горизонт поширений на вододілах. Водонесними є суглинки з домішкою пісків. У нижній частині розрізу суглинків трапляються лінзи та прошарки пісків. Водотривкими є важкі суглинки, глини та глинисті вапняки тортону і сармату. Потужність водонесної товщі 2–7 м, глибина залягання горизонту 7–10 м. Поширення горизонту має спорадичний характер. Дебіт криниць менше 1 м<sup>3</sup>/год. Під час посух горизонт пересихає. Поповнення його запасів відбувається виключно за рахунок атмосферних опадів. За хімічним складом води цього горизонту належать до гідрокарбонатно-кальцієво-магнієвого типу. Їхня мінералізація зростає до 1 г/л. Загальна твердість вод 3,6–8,6 мг-екв/л і більше [102].

Ґрунтові води елювіально-делювіального горизонту мають значний вплив на формування чорноземів типових Придністерського Поділля. Їхній високий рівень зумовлює процеси перезволоження, підтоплення, оглеєння материнських порід і нижніх генетичних горизонтів.

### 3. 4. Клімат

Клімат Придністерського Поділля зумовлений географічним положенням у центральній частині Правобережної України та впливом Волино-Подільської височини [110]. Територія Придністерського Поділля з унікальною, складно організованою долиною Дністра та каньйоноподібними долинами лівобережних приток знаходиться у кліматично найкомфортнішій частині помірного поясу Європи – його південній частині. Клімат цього регіону помітно вирізняється на кліматичному тлі території України деякими специфічними рисами. Особливо відмінне від суміжних територій придністерське “тепле Поділля”.

Загалом, клімат помірно-континентальний з м'якою зимою та досить теплим вологим літом. Значна протяжність Придністерського Поділля зі сходу на захід зумовлює деякі відмінності клімату між східними та західними районами, особливо щодо теплозабезпечення. На території Придністерського Поділля простежуються помітні кліматичні відмінності на місцевих рівнях. Вони в основному зумовлені орографічними особливостями межиріч, які є причиною нерівномірного розподілу кліматичних елементів. Виділяються місцеві мікроклімати долинних комплексів, вододільних місцевостей, каньйону Дністра. Вони відмінні за температурним режимом, місцевою циркуляцією повітряних мас. Орографічні неоднорідності Придністерського Поділля набувають вагомій ролі у якості чинників місцевого кліматотворення, завдяки впливу яких на приземний шар повітря існують кліматичні відміни локального характеру. В умовах Придністерського Поділля місцевому кліматотворенню найбільшою мірою сприяють наявність глибоких річкових долин та численних схилових поверхонь.

Радіаційні характеристики клімату відповідають широтно-зональним показникам атлантико-лісової кліматичної області помірного поясу (табл. 3.4). В межах регіону річні значення сумарної сонячної радіації складають 3600–3800 МДж/м<sup>2</sup>. Температура повітря зумовлюється як радіаційним балансом, так

і атмосферною циркуляцією. На температуру приземного шару повітря певний вплив має поверхня: рельєф, рослинність, водоймища. Антициклони та східні вітри влітку зумовлюють суху ясну погоду, зростання температури повітря, а зимою – зниження температури. Внаслідок зростання швидкості вітру, більшої активізації атмосферних процесів, взимку міждодова зміна температури у півтора рази вища, ніж влітку.

Таблиця 3.4

### Радіаційний баланс в кКал/см<sup>2</sup>

Пункт	Місяці												За рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Борщів	-0,4	0,4	2,3	5,3	6,7	8,0	8,0	6,3	3,9	1,2	0,0	-0,3	41,4
Нова Ушиця	-0,4	0,4	2,4	5,5	7,0	8,4	8,4	6,6	4,1	1,2	0,0	-0,3	43,3

У зв'язку зі значною широтною протяжністю Придністерського Поділля найбільше температури змінюються зі сходу на захід, особливо весною та восени, коли вони досягають 1°C, що підтверджують середні місячні та річні температури повітря в основних пунктах території дослідження (табл. 3.5).

Таблиця 3.5

### Середня місячна та річна температура повітря °C

Пункт	Абсолютна висота, м	Місяці												За рік
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Городенка	264	-5,1	-3,7	0,9	7,8	13,9	16,8	18,7	18,0	13,6	8,0	2,3	-2,3	7,4
Борщів	284	-5,3	-4,2	0,6	7,4	14,0	16,9	18,6	18,2	13,8	8,0	1,8	-2,7	7,3
Кам'янець-Подільський	224	-5,0	-3,8	1,2	8,2	14,5	17,4	19,5	18,8	14,4	8,6	2,4	-2,5	7,8
Нова Ушиця	271	-5,5	-4,4	0,4	7,4	14,0	17,1	19,3	18,5	14,0	8,0	1,9	-2,9	7,3

Річний хід температури повітря на території Придністерського Поділля найбільше змінюється від березня до квітня (зростає на 6,5–7,0 °C). Найменше змінюється температура повітря в період липень-серпень (0,6–0,8 °C) та січень-лютий (1,1–1,4 °C). У добовому ході найменші коливання температури повітря спостерігаються зимою. Максимум їх зазвичай припадає на 14 годину, а мінімум – перед сходом сонця.



Протягом року на Придністерському Поділлі переважає західний перенос повітряних мас. Інтенсивно відбувається трансформація атлантичного повітря в континентальне. Циклони, що надходять з північної Атлантики, захоплюють цю територію своєю південною периферією. У холодну пору року збільшується вплив циклонів середземноморського походження. Циклони зумовлюють значну хмарність та опади, зниження температури влітку та підвищення її взимку. Зі Скандинавії у тил атлантичних циклонів надходить холодне повітря, що викликає приморозки у перехідні пори. На території Придністерського Поділля в середньому за рік випадає 538–700 мм опадів [93-96] (табл. 3.6).

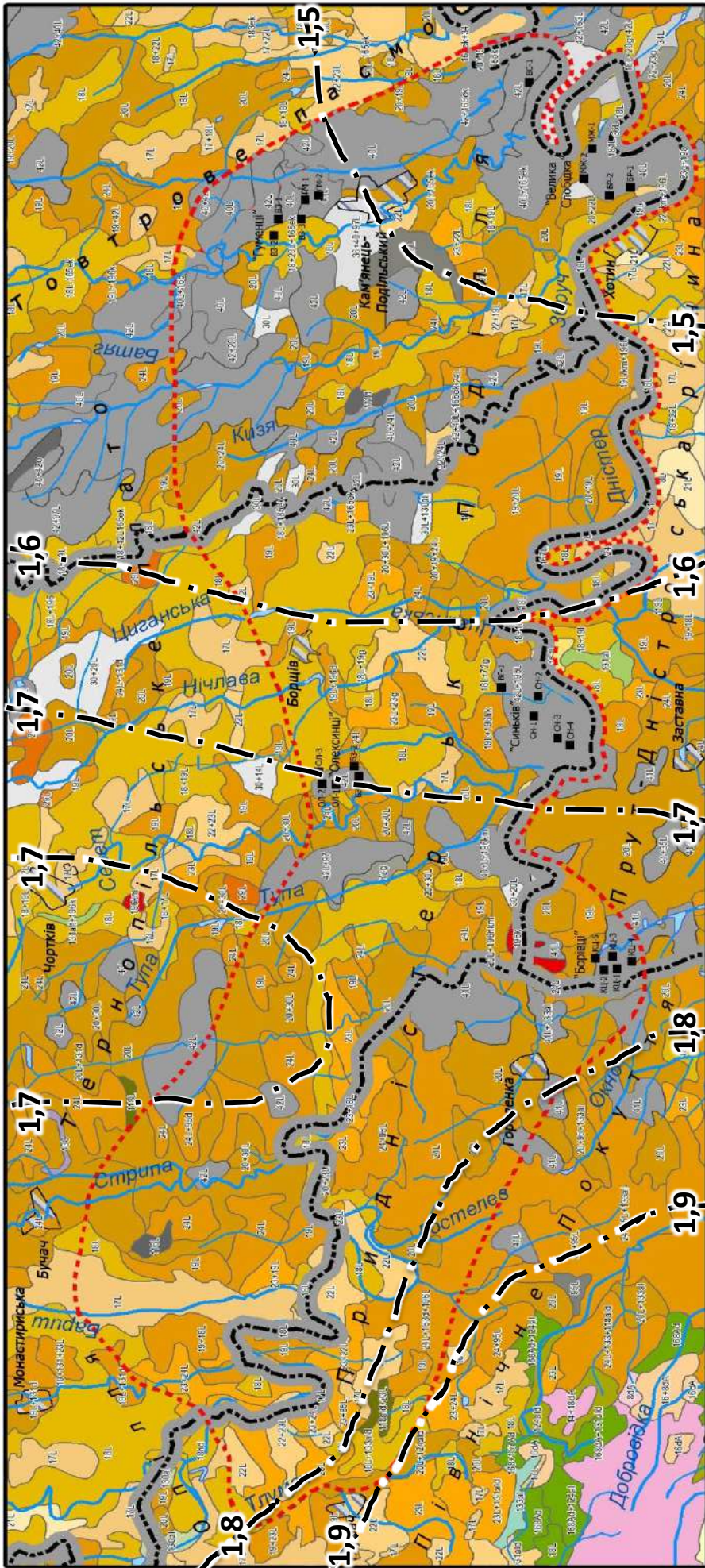
Таблиця 3.6

**Середня місячна та річна кількість опадів, мм**

Пункт	Місяці												За рік	ГТК
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
Заліщики	25	25	24	43	63	82	83	68	48	38	36	29	564	1,73
Борщів	28	28	25	44	66	86	87	69	50	39	37	31	590	1,62
Кам'янець-Подільський	27	28	29	37	53	72	82	70	50	44	40	29	561	1,49
Нова Ушиця	24	24	23	41	60	78	79	65	46	36	34	28	538	1,37

Згідно даних агрокліматичного районування України досліджувана територія належить до підзони достатнього зволоження (ГТК–1,3–2,0) [158]. Показники гідротермічного коефіцієнту (ГТК) Придністерського Поділля зображені на рис. 3.

Розподіл опадів характеризується значною строкатістю, що зумовлено впливом висоти та форм рельєфу. Навітряні схили, особливо західні, навіть незначних підвищень місцевості, одержують більше опадів, ніж закриті долини і улоговини. Спостерігається загальне поступове зниження річної кількості опадів із заходу на схід, а також із північного заходу на південний схід. Це пов'язано із загальним пониженням поверхні території і наростанням континентальності клімату в цих напрямках.



**Умовні позначення:**







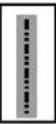

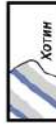

 Дністер	— річки	 41L	— шифр ґрунту	 OP-1	— номер ґрунтового розрізу
	— межі Придністерського Поділля	 19L+72g	— шифр ґрунтового комплексу	 Опілля	— назва геоморфологічного району
 "Олексиці"	— межі адміністративних областей	 "Олексиці"	— назва модальної ділянки	 Хотин	— населений пункт
	— показники гідротермічного коефіцієнту				

Рис. 3. Показники гідротермічного коефіцієнту (ГТК) Придністерського Поділля

Просторовий характер розподілу показників гідротермічного коефіцієнту на території Придністерського Поділля показаний на рис. 3. Велика кількість опадів викликає періодичне глибоке промочування чорноземів типових, від чого залежить їхня гумусованість. Значне сезонне зволоження на окремих масивах викликає глибоке вимивання карбонатів.

Макрокліматичні характеристики Придністерського Поділля та їхні сезонні відмінності відповідають рисам клімату південної частини помірного поясу. Найхолоднішим місяцем року є січень з найнижчими температурами повітря до  $-32\text{ }^{\circ}\text{C}$ . При надходженні повітряних мас із півдня температура в зимові місяці може підніматися: у грудні до  $16\text{--}18\text{ }^{\circ}\text{C}$ , у січні до  $15\text{--}16\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Відлиги бувають досить часто і можуть тривати до  $15\text{--}20$  днів. Взимку випадає майже втричі менше опадів, ніж влітку. У другій половині зими можливі заметілі. У безсніжні чи малосніжні зими часто відбувається вітрова ерозія ґрунтів. Сніговий покрив встановлюється переважно в кінці грудня і тримається до початку березня.

Весна розпочинається  $10\text{--}20$  березня. Протягом весняного період відбувається швидке підвищення середніх місячних температур, внаслідок чого швидко знижується відносна вологість повітря. Весняне тепло може змінюватися раптовими похолоданнями, що створює велику мінливість погодних умов. Середньомісячна температура у березні становить  $1\text{--}2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , у квітні зростає до  $7\text{--}8\text{ }^{\circ}\text{C}$ , у травні досягає  $14\text{ }^{\circ}\text{C}$  і вище. При надходженні холодних повітряних мас арктичного походження можливе зниження температури: у березні до  $-27\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; у квітні до  $-14\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; у травні до  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ . При проникненні теплих тропічних повітряних мас температура повітря може зрости у березні до  $25\text{--}26\text{ }^{\circ}\text{C}$ , у квітні – до  $28\text{--}31\text{ }^{\circ}\text{C}$ , у травні – до  $29\text{--}33\text{ }^{\circ}\text{C}$ . У травні можливі засухи та суховії.

Літо розпочинається у другій половині травня. Середньомісячна температура повітря впродовж літа майже не змінюється. У червні вона пересічно складає  $18\text{--}19\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Найвищі температури спостерігаються у серпні – до  $38\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Температурний режим літа дає можливість вирощувати теплолюбні як

для цієї природної зони сільськогосподарські культури. Літні дощі випадають здебільшого у вигляді злив, іноді з градом. У другій половині літа збільшується випаровування, зменшується до мінімуму поверхневий стік, зростає ймовірність засух та суховіїв. На придністерських межиріччях літо на 10–12 днів коротше, ніж у долинах.

Осінь зазвичай на початку буває теплою, сонячною, сухою, з характерним “бабиним літом”. Пересічна місячна температура повітря становить: у вересні 14 °С, у жовтні 8 °С, у листопаді 1–2 °С. Стійкий перехід пересічної температури повітря через 10 °С у бік зниження відбувається в першій декаді жовтня. У першій половині осені зберігається тепла, суха і переважно малохмарна погода. У другій половині осені встановлюється прохолодна погода, з хмарним небом, туманами і слабкими опадами, можливі приморозки. Найменше осінніх опадів спостерігається у жовтні, найбільше – у листопаді.

Загалом, сприятливі кліматичні умови Придністерського Поділля є важливим і невід’ємним чинником формування чорноземів типових.

### **3. 5. Рослинність**

В геоботанічному відношенні територія Придністерського Поділля знаходиться в межах Європейсько-Сибірської лісостепової області Східноєвропейської провінції Подільсько-Середньопридніпровської підпровінції [2–3]. Формування рослинного покриву пов'язане з льодовиковим і післяльодовиковим періодами, з міграціями рослин, які відбувалися протягом антропогену. Сучасна рослинність складається з ряду географічних елементів, які проникли на територію Придністерського Поділля у різні часи [28].

Лісова рослинність Придністерського Поділля характеризується переважанням грабових і грабово-дубових лісів, які займають найбільш припідняті та розчленовані великою кількістю річок і балок території. Перший ярус складається з граба звичайного (*Carpinus betulus*), і дуба звичайного (*Quercus robur*), які є домінуючими у деревостані. У цих лісах також ростуть

береза бородавчаста (*Betula verrucosa*), береза пухнаста (*Betula pubescens*), бук лісовий (*Fagus silvatica*), вільха чорна (*Alnus glutinosa*), ясен звичайний (*Fragasinus excelsior*), липа серцелиста (*Tilia cordata*), клен гостролистий (*Acer platanoides*); серед хвойних порід поширені сосна звичайна (*Pinus silvestris*), ялина звичайна (*Picea excelsa*).

В підліску – орляк звичайний (*Pteridium aquilinum*), ліщина звичайна (*Corylus avellana*), чемерник чагарниковий (*Helleborus dumetorum*), глід український (*Crataegus ucrainica*), глід одноматочковий (*Crataegus monogyna*), горобина звичайна (*Solbus aucuparia*), калина звичайна (*Viburnum opulus*), бузина чорна (*Sambucus nigra*), шипшина собача (*Rosa canina*), терен звичайний (*Prunus spinosa*) та інші.

Трав'яний покрив досить густий з проєктивним покриттям у середньому 20–30 %. Основу його складають кропива велика (*Urtica dioica*), кропива жалка (*Urtica urens*), анемона жовтецева (*Anemona ranuncoloides*), медунка лікарська (*Pulmonaria officinalis*), барвінок малий (*Vinsa minor*), м'ята польова (*Mentha arvensis*), глуха кропива плямиста (*Lamium maculatum*), вероніка колосиста (*Veronica spicata*), дзвоник широколистий (*Campanula latifolia*), пролісок дволистий (*Scilla bitolia*), конвалія (*Convalla riamajalis*), купина лікарська (*Polygonatum officinale*), підсніжник звичайний (*Galanthus plicatus*), суниця (*Fraga ravesca*), первоцвіт лікарський (*Primula officinalis*), лілія лісова (*Lilium martagon*) та багато інших.

Палеоботанічними дослідженнями було виявлено, що площі лісів на території Придністерського Поділля протягом четвертинного періоду неодноразово змінювались. У льодовикові періоди ліси відступали на південь і займали захищені від холоду місця, переважно розчленовані ерозійною гідрографічною сіткою улоговини височин. У міжльодовикові періоди лісова рослинність знову займала вододіли [57].

Степова трав'яниста рослинність, як засвідчують палінологічні дослідження, протягом голоцену і до теперішнього часу не змінювала межі свого поширення, хоча її флористичний склад суттєво змінювався [47].

На території Придністерського Поділля степова рослинність у її цілинному вигляді майже не збереглася. Більшість ділянок розорані і використовується в сільському господарстві. На орних землях в основному вирощують зернові культури: пшениця м'яка (*Triticum vulgare*), жито посівне (*Secale cereale*), ячмінь посівний (*Hordeum vulgare*), овес посівний (*Avena sativa*), просо звичайне (*Panicum miliaceum*), кукурудза (*Zea mays*), гречка посівна (*Fagopyrum sagittatum*). З овочевих культур вирощують: помідори їстівні (*Lycopersicon esculentum*), перець стручковий (*Capsicum mexicanum*), капуста білоголова (*Brassica oleracea*), редька посівна (*Raphanus sativus*), гарбуз звичайний (*Cucur bitarperu*), картоплю (*Solanum tuberosum*), цибулю ріпчасту (*Allium cepa*), часник (*Allium sativum*) [23].

З технічних культур поширені – буряк звичайний (*Beta vulgaris*), соняшник однорічний (*Helianthus annuus*), тютюн справжній (*Nicotiana tabacum*), горох посівний (*Pisum sativum*). Вирощують також однорічні і багаторічні трави: люпин (*Lupinus*), конюшину (*Trifolium*), люцерну синю (*Medicago falcato*), люцерну жовту (*Medicago falcato*), боби кормові (*Vicia faba*), вику посівну (*Vicia sativa*). В садах культивують яблуню домашню (*Malus domestica*), грушу звичайну (*Pyrus communis*), айву звичайну (*Cydonia oblonga*), сливу (*Prunus domestica*), аличу (*Prunus divaricata*), вишню садову (*Cerasus vulgaris*); з ягідних рослин: смородину чорну (*Ribes nigrum*), порічки (*Ribes rubrum*), агрус (*Grossularia reclinata*), а також полуниця (*Fragaria vesicaria*).

Нерозорані степові ділянки знаходяться на крутих схилах пагорбів, балок і заплавах річок. Степова рослинність представлена ковилою Лессінга (*Stipa lessingiana*), ковилою волосистою (*Stipa capillata*), тимофіївкою степовою (*Phleum phleoides*), кострицею борознистою (*Festuca sulcata*). До вторинних угруповань належать угруповання з осоки низької (*Carex humilis*), осоки ранньої (*Carex praesox*), чебрецю звичайного (*Thymus vulgaris*). З чагарникових рослин особливе місце займає глід український (*Crataegus ucrainica*), кизил кров'яний (*Cornus sanguinea*), терен звичайний (*Prunus spinosa*). Наскельна

флора представлена: мигдаль низький (*Amygdalus nana*), тимофіївку степову (*Phlun phleoides*) [31].

На території Придністерського Поділля болота переважно поширені по заплавах річок і в балках, що мають у своїй основі водотривкі відклади. До значних лісостепових річок, по заплавах яких наявні болота, належать Стрипа, Серет, Збруч, Жванчик, Смотрич. Лісостепові болота переважно низинні. Вони складаються з трав'яної та трав'янисто-гіпнової рослинності. Лісові і чагарникові болота трапляються дуже рідко [56].

Отже, для території Придністерського Поділля найбільш характерним є просторове поєднання лісової, а в минулому степової рослинності. Чорноземи типові сформувались під степовою рослинністю і поширені на широких вододілах, довгих пологих схилах, а також надзаплавних терасах Дністра.

## РОЗДІЛ 4

### МОРФОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ

Морфологічна характеристика чорноземів типових є важливим аспектом ґрунтових досліджень Придністерського Поділля. В процесі ґрунтоутворення чорнозем типовий диференціюється на генетичні горизонти, набуваючи при цьому тільки йому притаманної будови профілю і типодіагностичних морфологічних ознак [115].

Тривале й інтенсивне сільськогосподарське використання чорноземів типових призвело до зміни їхніх фізичних і хімічних властивостей. Наслідком культурного ґрунтоутворного процесу є розвиток ерозії на схилах, дегуміфікація, деградація структури, ущільнення верхніх горизонтів, утворення плужної підшви, закарбоначення профілю. Оскільки морфологічні ознаки ґрунтів є концентрованим відображенням їхнього речовинного складу і властивостей, то морфогенетичний аналіз профілю чорноземів типових є важливою складовою ґрунтово-екологічних досліджень з метою охорони і раціонального використання земель [88].

Вивченням чорноземів Поділля займався австрійський вчений Л. Бубер, який досліджував так званий “Хотинський острів” чорноземів і продовжив його на північ вздовж долини р. Дністер. У Берліні 1910 р. Л. Бубер видав німецькою мовою досить об’ємну книгу “Галицько-подільські чорноземи, їхнє утворення і природні властивості” [114]. Чорноземи типові Придністерського Поділля коротко описані в монографіях “Ґрунти Чернівецької області” (1969), “Ґрунти Тернопільської області” (1969), “Ґрунти Хмельницької області” (1969), “Ґрунти Івано-Франківської області” (1969), які були видані на основі результатів великомасштабних ґрунтових знімачь 1957–1961 років [17-19]. Морфологічні особливості чорноземів типових Волино-Поділля і Передкарпаття досліджував



І. Я. Папіш [67]. Значний внесок у дослідження морфології чорноземів зробив С. П. Позняк [79–88].

Чорноземи типові Придністерського Поділля – найбільш родючі, особливо цінні ґрунти загальнодержавного рівня. Помірне зволоження з постійним чергуванням періодів насичення вологою і висихання, розвиток ґрунтоутворних процесів і їх пригнічення – всі ці процеси і явища відбувалися протягом багатьох тисяч років. Вони визначили напрям розвитку і еволюції лучно-степових ґрунтів, який морфологічно оформився в характерній будові їхнього профілю, морфологічних ознаках, фізичних і фізико-хімічних властивостях [1].

Серед типодіагностичних морфологічних елементів і ознак чорноземів типових є наявність двох гумусових та ілювіально-карбонатного горизонтів, які сформувались під впливом дернового процесу, вилуговування, а також вторинного закарбоначення профілю, частково лесиважу. В умовах лучно-степових ландшафтів Придністерського Поділля вони проявились у формуванні переважно середньоглибокого гумусового горизонту (Н+Нр) у верхній частині вилугованого від карбонатів профілю [42].

Степові рослини накопичують велику кількість органічних речовин, які потрапляють в ґрунт з опадом, у якому міститься багато біогенного кальцію, калію, азоту та інших біофільних елементів. Відсутність наскрізного промивання чорноземів типових в період інтенсивного розкладу рослинних залишків, короткочасний період висихання ґрунту до вологості в'янення, сприяє біогенному накопиченню у верхніх горизонтах гуматного гумусу і мінеральних речовин [128-129]. Аеробно-бактеріальний процес розкладу багатих на основи рослинних залишків, в умовах циркуляції гідрокарбонатно-кальцієвого ґрунтового розчину, підтримує нейтральну реакцію середовища і стійкість органо-мінерального колоїдного комплексу [16].

Чергування періодів зволоження і висихання ґрунту – причина спалахів і пригнічення діяльності мезо- і мікроорганізмів. Це перешкоджає повній мінералізації рослинних залишків і сприяє утворенню і накопиченню складних

продуктів гуміфікації і стійких органо-мінеральних сполук. У цих процесах значну роль відіграють ферменти, які продовжують діяти в період послаблення життєдіяльності мікроорганізмів. Накопиченню в чорноземах типових гумусових речовин в певній мірі сприяє також їх термічна денатурація в морозний період [21].

У кожному біогеоценозі генетичний профіль чорноземів типових утворюється у результаті диференціації вихідної материнської породи на морфологічні горизонти під впливом комплексу загальних і елементарних ґрунтотворних процесів [35].

Будову профілю чорнозему типового першої ключової ділянки характеризує розріз КЦ-1, який закладений на захід від с. Борівці Чернівецького району Чернівецької області. Ґрунт: чорнозем глибокий малогумусний глеуватий важкосуглинковий на лесоподібних суглинках.

Макрорельєф: Придністерська височина з добре вираженим балочним рельєфом і пологими довгими схилами. Мезорельєф: Широка вододільна поверхня. Мікрорельєф: не виражений.

Абсолютна висота місцевості – 241 м;

Ґрунтотворна порода: оглеєний лесоподібний суглинок;

Скипання від НСІ: з 82 см – середнє, суцільне, донизу інтенсивність посилюється;

Оглеєння: з глибини 170 см у формі вохристих плям і примазок, Fe-Mn бобовин, невеликих сизих розводів. Інтенсивність оглеєння незначна.

**Н<sub>орн</sub> (0–15 см)** – темно-сірий (10YR3/2) однорідний, рівномірний, вологий, важкосуглинковий, грудкувато-дрібнозернистий, тонкопористий, включення корінців, перехід помітний по плужній підшві;

**Н<sub>п/орн</sub> (15–62 см)** – темно-сірий (10YR4/2) однорідний, рівномірний, вологий, важкосуглинковий, в підорній підшві (15–35) грубо-горіхувато-грудкуватий, нижче підшви дрібно- і середньозернистий з ознаками копролітової структури, слабоуцільнений, тонкопористий, рясні червоточини, копроліти, дрібні корінці, перехід поступовий хвилястий;

**Н<sub>рк</sub> (62–112 см)** – темно-сірий (10YR4/3) з бурим відтінком, донизу буруватість зростає, однорідний, нерівномірний, свіжий, важкосуглинковий, середньо-грубозерниста міцна структура, уцільнений та середньопористий, рясні червоточини, камери комах,

карбонати  $\text{CaCO}_3$  з 82 см у формі плісені (зрідка), частіше псевдоміцелій, дрібні корінці, перехід поступовий;

**HPk (112–138 см)** – бурувато-сірий (10YR5/2) однорідний, нерівномірний, свіжий, важкосуглинковий, грубозернисто-грудкувата міцна структура, ущільнений, грубопористий,  $\text{CaCO}_3$  у формі псевдоміцелію та плісені, у верхній частині корінці, червоточини, копроліти, перехід помітний за забарвленням і структурою;

**Phk(gl) (138–170 см)** – оглеєний лесоподібний суглинок, сірувато-палевий (10YR7/3) строкатий нерівномірний, у верхній частині сіро-бурі язики гумусу, свіжий, важкосуглинковий, грудкуватий, тонкопористий, ущільнений,  $\text{CaCO}_3$  у формі псевдоміцелію (невиразний), також сизуваті плями оглеєння, перехід ясний;

**Pk(gl) (170–210 см)** – палевого (10YR7/4) кольору оглеєний лесоподібний суглинок.

Будова профілю чорнозему типового другої ключової ділянки характеризує розріз СН-4, який закладений на захід від с. Синьків Чортківського району Тернопільської області. Ґрунт: чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках.

Макрорельєф: Придністерська височина. Мезорельєф: вирівняне плато в районі внутрішньої Сіретсько-Нічлавської меандри Дністра. Мікрорельєф: не виражений.

Абсолютна висота місцевості – 215 м.

Ґрунтотворна порода: лесоподібний суглинок.

Скипання від  $\text{HCl}$  з глибини 62 см.

**H<sub>орп</sub> (0–15 см)** – темно-сірий (10YR4/2) однорідний рівномірний, грудкувато-порохувата структура, пухкий, середньосуглинковий, корінці, копроліти, перехід помітний;

**H<sub>п/орп</sub> (15–40 см)** – темно-сірий (10YR4/3) однорідний, у верхній частині дуже щільний, горіхувато-брилуватий (плужна підшва), нижче середньозернистої структури, середньосуглинковий, рясні корінці, копроліти, червоточини, перехід рівномірний;

**HP (40–60 см)** – темно-сірий (10YR5/3), незначна буруватість, зернисто-дрібногрудкувата структура, корінці, червоточини, кротовини з матеріалом лесоподібного суглинку, середньосуглинковий, слабоущільнений, перехід хвилястий;

**HPk (60–90 см)** – темно-сірий з бурим відтінком (10YR5/3), буруватість зростає донизу, грудкувато-дрібнозерниста структура, однорідний, нерівномірний, свіжий, середньосуглинковий, слабоущільнений, рясні червоточини, поодинокі корінці, карбонати у формі плісняви, перехід поступовий;

**Phk (90–130 см)** – бурий з гумусовими закінками темно-сірого кольору кротовинний лес (10YR6/3), грудкувата структура, щільний, копроліти, корінці, кротовини, карбонати у формі плісняви, перехід поступовий;

**Pk (130–150 см)** – лесоподібний карбонатний суглинок палевого кольору (10YR7/4).

Будова профілю чорнозему типового третьої ключової ділянки характеризує розріз ОЛ-1, який закладений на схід від с. Олексинці Чортківського району Тернопільської області. Ґрунт: чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий глибинно-глеюватий на лесоподібних суглинках. Макрорельєф: Придністерська височина. Мезорельєф: вододільна поверхня межиріччя Нічлави і Серету. Мікрорельєф: не виражений.

Абсолютна висота місцевості – 285 м;

Ґрунтоутворна порода: лесоподібний суглинок;

Скипання від НСІ з 80 см – середнє, суцільне, донизу зростає;

Оглеєння: слабке.

**Н<sub>орн</sub> (0–12 см)** – темно-сірий (10YR4/1) однорідний, рівномірний, вологий, середньосуглинковий, порохувато-грудкувата структура, пухкий, копроліти, рясні корінці, перехід помітний;

**Н<sub>п/орн</sub> (15–40 см)** – темно-сірий (10YR5/2), однорідний, у верхній частині дуже щільний, з брилуvато-грубогоріxуватою структурою, в нижній частині горизонту – дрібнозернистий, корінці, копроліти, червоточини, включення гальки, перехід помітний;

**Нр (40–80 см)** – темно-сірий з бурим відтінком (10YR5/3), донизу буруватість зростає, однорідний, свіжий, середньосуглинковий, грудкуvато-грубозерниста структура, щільний, рясні червоточини, копроліти, карбонати CaCO<sub>3</sub> з 82 см у формі з плісені, дрібні корінці, перехід поступовий;

**НРк (80–110 см)** – перехідний від темно-сірого до бурого кольору (10YR6/3), однорідний, свіжий, середньосуглинковий, грудкуvата міцна структура, слабоущільнений, у верхній частині корінці, червоточини, копроліти, перехід помітний;

**Phk (110–160 см)** – бурий із гумусовими закінками темно-сірого кольору (10YR7/3), грудкуvата структура, червоточини, корінці, слабоущільнений, перехід помітний;

**Pk(gl) (160–180 см)** – палевого кольору (10YR7/3) оглеєний лесоподібний суглинок.

Будова профілю чорнозему типового четвертої ключової ділянки характеризує розріз ВС-1, який закладений на захід від с. Велика Слобідка Кам'янець-Подільського району Хмельницької області. Ґрунт: Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Макрорельєф: Придністерська височина. Мезорельєф: широка вододільна поверхня між річками Мукша і Смотрич (V тераса Дністра). Мікрорельєф: не виражений.

Абсолютна висота місцевості – 200 м;

Ґрунтотворна порода: лесоподібний суглинок;

Скипання від НСІ з 56 см – сильне, суцільне, донизу зростає.

**Н<sub>орп</sub> (0–11 см)** – гумусово-акумулятивний, виразно темно-сірий (10YR4/1), однорідний, рівномірний, свіжий, середньосуглинковий, зернисто-горіхувато-грудкувата структура, копроліти, слабоущільнений, тріщинуватий, грубопористий, рясні корінці, червоточини, перехід слабохвилястий помітний за складеннями і структурою;

**Н<sub>п/орп</sub> (11–56 см)**– гумусово-акумулятивний, темно-сірий (10YR5/2), рівномірний, свіжий середньосуглинковий, неоднорідний за структурою і складенням, в підплужній підшві (11–35 см) грубогоріхувата структура, щільний, виразно тріщинуватий; в шарі 35–56 см грубозернистий, ущільнений, тонкопористий, різні дрібні корінці, копроліти, перехід поступовий;

**Н<sub>рк</sub> (56–88 см)** – верхній перехідний гумусовий горизонт, темно-сірий (10YR5/3) з виразним бурувато-білим відтінком від перенасичення виділеннями карбонатів Са (ілювіально-карбонатний горизонт), свіжий, середньосуглинковий, дрібногрудкувата-грубозерниста структура, ущільнений, тонкопористий, дуже рясні карбонати у формі плісені, рідше псевдоміцелію, шар максимального скупчення СаСО<sub>3</sub> 72–88 см, рясні червоточини, копроліти, структура вкрита карбонатами, карбонати у формі плісені, агрегати міцні; і поодинокі кротовини з темно-сірим зернистої структури наповненням, зрідка корінці, перехід поступовий;

**Phk (88–150 см)** – нижній перехідний рівномірно слабогумусований, бурувато-сірий (10YR6/3) практично однорідний, свіжий, середньо-суглинковий, зернисто-грудкувата структура, менш щільний за вище лежачий горизонт, тонкопористий, рясні карбонати з тенденцією до зменшення насичення з глибиною у формі плісені, найбільше виділення плісені приурочені до червоточин, копроліти, в нижній частині горизонту наявні дуже рясні журавчики переважно округлої форми, перехід поступовий;

**P(h)k (150–190 см)** – слабогумусований, облесований суглинок, сірувато-бурий (10YR 6/3), однорідний, рівномірний, вологий, середньосуглинковий, грудкувата структура, тонкопористий, карбонати у формі псевдоміцелію, журавчики округлої форми, перехід поступовий;

**Pk (190–235 см)** – темно-бурий (10YR7/4) карбонатний лесоподібний, суглинок.

Будова профілю чорнозему типового п'ятої ключової ділянки характеризує розріз ВЗ-1, який закладений на захід від с. Великозалісся Кам'янець-Подільського району Хмельницької області. Грунт: Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Макрорельєф: Придністерська височина. Мезорельєф: широка вирівняна вододільна поверхня між річками Мукша і Смотрич. Мікрорельєф: не виражений;

Абсолютна висота місцевості – 240 м;

Грунтотворна порода: лесоподібний суглинок;

Скипання від НСІ з 35 см – сильне, суцільне, донизу посилюється.

**H<sub>орн</sub> (0–10 см)** – темно-сірий (10YR3/2) однорідний, рівномірний, свіжий, важкосуглинковий, грудкувато-порохувата структура, копроліти, слабоущільнений, пухкий, рясні корінці, червоточини, перехід помітний;

**H<sub>п/орн</sub> (11–35 см)** – темно-сірий (10YR4/2), брилувато-грубогоріхувата структура, дуже щільний, копроліти, червоточини, рясні корінці, перехід помітний;

**HPk (35–67 см)** – верхній перехідний гумусовий горизонт, темно-сірий з буруватим відтінком (10YR5/2) з дуже насиченим виділенням форм карбонатів Са, свіжий, важкосуглинковий, зернисто-дрібногрудкувата структура, ущільнений, тонкопористий, дуже рясні карбонати у формі плісені, червоточини, копроліти, кротовини з бурим наповненням, зрідка корінці, перехід поступовий;

**HPk (65–110 см)** – нижній перехідний рівномірно слабогумусований, темно-бурий з гумусовими зачинками темно-сірого кольору (10YR6/2), свіжий, середньосуглинковий, зернисто-грудкуватої структури, слабоущільнений, тонкопористий, рясні карбонати з тенденцією до зниження вмісту з глибиною, копроліти, журавчики переважно округлої форми, перехід поступовий;

**Phk (110–150 см)** – бурий з гумусовими зачинками (10YR6/3), зернисто-дрібногрудкувата структура, копроліти, червоточини, карбонати у формі псевдоміцелію і журавчиків;

**Pk(150–170 см)** – палевий (10YR7/4) лесоподібний карбонатний суглинок.

Гумусовий горизонт чорноземів типових за складом і характером акумуляції органічної речовини поділяється на дві частини. Верхній гумусово-акумулятивний (*in situ*) горизонт (Н) характеризується темно-сірим забарвленням, у межах якого виділяється орний і підорний технологічні шари. Для орного шару характерна грудкувато-пилувато-дрібнозерниста структура, а для підорного брилувато-горіхувата. Перехідний гумусовий горизонт (Нр) також рівномірно забарвлений гумусом, але відрізняється появою бурих тонів, характерною для нього грудкувато-дрібногоріхуватою структурою і карбонатністю в нижній частині. В цьому горизонті немає видимих морфологічних ознак переміщення глинистої плазми (кутани). Зате на стінках крупних червоточинах помітні гумусові згустки (гумони), які вказують на природу певної частини органічної речовини горизонту, яка є наслідком процесу елювіювання водорозчинного фульватно-гуматного гумусу з верхнього горизонту і його акумуляції на межі гумусового і карбонатного профілю. Отже, гумусові горизонти мають різну генетичну природу: якщо гумус верхньої частини профілю в основному утворюється завдяки кореневим системам степових рослин, то у формуванні нижньої частини значну роль відіграють процеси його ілювіювання [53].

Другим характерним для чорноземів типових Придністерського Поділля типодіагностичним горизонтом є ілювіально-карбонатний, в складі якого переважають солі карбонатної кислоти. Карбонатний горизонт утворюється в результаті складної взаємодії водно-теплого і газового режимів ґрунтів. При характеристиці карбонатного горизонту чорноземів типових в процесі польових досліджень велика увага приділяється глибині рівня скипання від НСІ. При інтерпретації цих даних необхідно враховувати, що рівень скипання представляє собою сумарний ефект взаємодії циклічно повторюваних протилежних процесів – вилуговування карбонатів з весняними низхідними токами вологи та їхнє повернення з висхідними токами вологи у літньо-

раньоосінній період. У чорноземах типових Придністерського Поділля границя скипання нерівна з амплітудою в межах профілю до 10 см. Між границею скипання і глибиною появи видимих карбонатних новоутворень спостерігається розрив, величина якого може змінюватися в залежності від погодних умов. Залягання карбонатних новоутворень в ґрунтовому профілі чорноземів типових Придністерського Поділля поступово знижується із сходу на захід, що пояснюється збільшенням кількості опадів і поважчанням гранулометричного складу ґрунту. Карбонати виділяються переважно у формі псевдоміцелію, прожилок та твердих з окремнілим ядром журавчиків. В період інтенсивного сільськогосподарського використання чорноземів, у результаті зміни типу рослинного покриву і гідротермічного режиму ґрунтів, активізувались процеси вторинного закарбоначення профілю.

Важливими морфологічними ознаками чорноземів є біогенні новоутворення. В генетичному профілі чорноземів типових поширеними формами новоутворень є червоточини, копроліти, кротовини. Найбільша концентрація червоточин і копролітів спостерігається у верхньому гумусовому горизонті на глибині 20–40 см. Кротовини переважно утворюються внаслідок життєдіяльності степових хребетних – байбаків, ховрахів. У верхніх горизонтах кротовини мають сірувато-бурий колір, а у нижніх – темно-сірий. [10].

Великі ділянки досліджуваної території представляють собою долинно-терасові місцевості Дністра і Прута [24-25]. Тому в чорноземах надзаплавних терас часто зустрічаються включення у формі сильно звітреної гальки з карпатського пісковика.

На матеріалах власних досліджень, які проведені на 5 ключових ділянках у 2011–2012 роках систематизовано окремі морфометричні характеристики ґрунтового профілю чорноземів типових Придністерського Поділля (табл. 4.1).



Таблиця 4. 1

**Морфометричні показники чорноземів типових Придністерського Поділля**

Морфометричні показники	<i>n</i>	$\bar{x}$	<i>S</i>	$S_{\bar{x}}$	$S_{\bar{x}}, \%$	<i>V, \%</i>
Нижня границя горизонту Н, см	25	46,04	5,74	1,20	2,61	12,46
Нижня границя перехідного гумусового горизонту НР, см	25	94,39	19,16	3,99	4,23	20,30
Глибина генетичного профілю, Рк	25	140,52	13,45	2,80	1,99	9,57
Глибина скипання від НС1, см	25	88,48	37,38	7,79	8,80	42,25
Глибина залягання видимих форм карбонатів кальцію, см	25	91,82	21,70	4,79	5,22	23,63
Глибина появи видимих ознак оглеєння, см	7	138,86	17,80	4,6	3,31	12,81

*n* – повторність

Згідно з морфологічних даних, а також статистичної обробки морфометричних показників, чорноземи типові Придністерського Поділля мають потужний і добре розвинений профіль. Середня потужність гумусово-аккумулятивного горизонт становить 46,04 см, зі стандартним відхиленням 5,74 см і середнім коефіцієнтом варіації 12,46 %. Глибина прогумусованого профілю (видимі ознаки суцільного гумусового забарвлення) загалом досягає 140,52 см, з незначним коефіцієнтом варіацій 9,57 %. Середня глибина скипання від хлоридної кислоти – 88,48 см (стандартне відхилення дуже високе 37,38 см), при середній потужності гумусового горизонту (Н+Нр) 94,39 см. (див. табл. 4.1). Отже, карбонатний профіль дуже динамічний і частково накладається на нижню частину гумусового горизонту, що притаманно чорноземам типовим агроландшафтів. Закарбоначення профілю є характерною рисою культурної еволюції досліджуваних ґрунтів. Середня глибина появи видимих ознак оглеєння становить 138,86 см. Глибинно-глеюваті чорноземи типові поширені в західній частині Придністерського Поділля. Вони приурочені до плато і схилів, де ґрунтові води залягають неглибоко.

Морфогенетична характеристика ґрунтів є важливою ланкою ґрунтових досліджень. Ґрунтове тіло завжди формується під впливом різних ґрунтоутворних процесів, комплекс яких визначається сучасними і давніми чинниками ґрунтоутворення. Всі вони інтегрально відображаються у морфології

профілю. Результати статистичної обробки показників морфометрії чорноземів типових ключових ділянок приведені в таблиці 4.2.

Таблиця 4. 2

**Морфометричні показники чорноземів типових ключових ділянок на території Придністерського Поділля**

Морфометричні показники	Ключова ділянка	<i>n</i>	$\bar{x}$	<i>S</i>	<i>S</i> $\bar{x}$	<i>S</i> $\bar{x}$ , %	<i>V</i> , %
Нижня границя горизонту Н, см	“Борівці”	5	52,2	7,50	3,75	7,18	14,36
	“Синьків”	5	42,0	2,74	1,37	3,26	6,52
	“Олексинці”	5	44,2	4,02	2,01	4,55	9,11
	“Велика Слобідка”	5	46,2	5,89	2,95	6,38	12,75
	“Гуменці”	5	45,0	5,87	2,94	6,53	13,05
Нижня границя перехідного гумусового горизонту Н <sub>p</sub> , см	“Борівці”	5	91,8	13,72	6,86	7,47	14,94
	“Синьків”	5	75,0	11,18	5,59	7,45	14,91
	“Олексинці”	5	67,0	13,04	6,52	9,73	19,46
	“Велика Слобідка”	5	69,6	13,45	6,72	9,66	19,32
	“Гуменці”	5	77,4	6,80	3,40	4,40	8,79
Нижня границя гумусованості профілю, НР см	“Борівці”	5	112,0	16,87	8,43	7,53	15,06
	“Синьків”	5	99,4	13,39	6,70	6,74	13,47
	“Олексинці”	5	93,0	16,64	8,32	8,95	17,90
	“Велика Слобідка”	5	104,0	30,50	15,25	14,66	29,32
	“Гуменці”	5	110,0	7,07	3,54	3,21	6,43
Глибина генетичного профілю, Рк	“Борівці”	5	157,0	13,04	6,52	4,15	8,30
	“Синьків”	5	142,0	12,55	6,27	4,42	8,84
	“Олексинці”	5	144,0	11,40	5,70	3,96	7,92
	“Велика Слобідка”	5	156,0	20,74	10,37	6,65	13,29
	“Гуменці”	5	157,0	10,95	5,48	3,49	6,98
Глибина скипання від НС <sub>1</sub> , см	“Борівці”	5	109,6	19,31	9,65	8,81	17,62
	“Синьків”	5	99,4	39,11	19,55	19,67	39,34
	“Олексинці”	5	82,0	25,64	12,82	15,64	31,27
	“Велика Слобідка”	5	54,8	5,72	2,86	5,22	10,44
	“Гуменці”	5	46,8	7,69	3,85	8,22	16,44
Глибина залягання видимих форм карбонатів Са, см	“Борівці”	5	119,0	17,16	8,58	7,21	14,42
	“Синьків”	5	106,8	36,97	18,48	17,31	34,62
	“Олексинці”	5	90,2	24,61	12,31	13,64	27,28
	“Велика Слобідка”	5	62,2	8,98	4,49	7,22	14,44
	“Гуменці”	5	51,6	9,81	4,91	9,51	19,02
Глибина появи видимих ознак оглеєння, см	“Борівці”	5	141,6	18,98	9,49	6,70	13,41
	“Синьків”	–	–	–	–	–	–
	“Олексинці”	2	155	7,07	5,00	3,22	4,56
	“Велика Слобідка”	–	–	–	–	–	–
	“Гуменці”	–	–	–	–	–	–

Чорноземи типові ключової ділянки № 1 “Борівці” характеризуються рівномірно-аккумулятивним гумусовим і елювіально-ілювіальним карбонатним типами будови профілю. Відзначаються глибокою прогумусованістю (157 см) і

значною потужністю гумусово-аккумулятивного горизонту – 52,2 см. Потужність гумусового профілю в середньому 91,8 см. Глибина залягання карбонатів характеризується значною строкатістю і в середньому становить 109,6 см. Карбонатний профіль відзначається чіткою закономірністю розподілу новоутворень  $\text{CaCO}_3$  за глибиною. Верхня його частина найменша за потужністю, що в середньому становить 19,6 см. Даний шар візуально представлений невидимими карбонатними новоутвореннями у дифузній формі. Нижче цього шару знаходиться профіль видимих карбонатних новоутворень. Вони представлені у невеликій кількості розсіяними мобільними міцелярними формами – плісень. Поодинокі журавчики спостерігаються з глибини 140–150 см. Для цих чорноземів характерне глибинне оглеєння, яке спостерігається в середньому з глибини 141,6 см у вигляді вохристих плям і примазок, Fe-Mn бобовин, невеликих сизих розводів. Глибинному оглеєнню чорноземів типових регіону сприяє високе атмосферне зволоження, що періодично створює верховодку, а на слабодренованих територіях – постійний рівень капілярної бахромі на глибині 2,8–3,2 м.

Ґрунти відзначаються високою біогенною переритістю профілю, яка виражається в наявності великої кількості сучасних і реліктових копролітів, червоточин і кротовин. Підтвердженням цього є наявність у нижній частині профілю (120–140 см) шару ґрунту ніздрюватого пухкого складення і приуроченими до нього максимальними скупченнями карбонатної плісені.

Висока біогенна переробленість профілю поряд із збільшенням пористості внаслідок інтенсивної акумуляції органічної речовини, призвели до виникнення паралельно з низхідною, висхідної вертикальної складової ґрунтотворного процесу, що в кінцевому результаті спричинило збільшення об'єму ґрунту вверх відносно материнської породи [7].

Згідно даних приведених в табл. 4. 3., вихідна потужність материнської породи з якої сформувались чорноземи типові ключової ділянки “Борівці” в середньому становить 112 см. За період формування генетичного профілю ступінь “росту ґрунту вверх” складає 45 см, або 28,66% від сучасного його

об'єму. Співвідношення потужностей сучасного чорнозему і вихідної материнської породи ( $h_r:h_n$ ) – 1,40.

У східному напрямку гідротермічні умови чорноземів типових Придністерського Поділля стають відносно жорсткішими, а клімат більш контрастний і континентальний [27].

Гумусовий і карбонатний профілі ґрунтів реагують на підфациальні зміни клімату і ґрунтових режимів не тільки зміною потужності прогумусованої товщі, інтенсивності гумусового забарвлення, змінами глибини появи карбонатів і їх кількості, але і відмінностями в морфогенетичних особливостях чорноземів типових.

Чорноземи типові ключової ділянки № 2 “Синьків” характеризуються менш потужним генетичним профілем, який в середньому становить 142 см. Потужність гумусово-аккумулятивного горизонту біля 42 см. Лінія скипання від хлоридної кислоти у більшості випадків знаходиться безпосередньо під гумусовими горизонтами із значним діапазоном коливань глибини залягання карбонатів.

Згідно даних математичної обробки морфометричних показників ключової ділянки “Синьків”, потужність їхнього гумусового горизонту (Н+Нр) становить 75 см. Відношення потужності сучасного ґрунту до вихідної потужності материнської породи – 1,43.

Тональність забарвлення гумусових горизонтів змінюється в бік посилення темних відтінків, що особливо помітно в гумусовому перехідному горизонті. Неоднорідність забарвлення виражена менш чітко, зменшується кількість темних кротовин у перехідних горизонтах профілю.

Таблиця 4. 3

**Вихідна потужність материнської породи чорноземів типових і ступінь  
росту ґрунту вверх**

Ключова ділянка	n	Потужність сучасного ґрунту, см ( $h_r$ )	Вихідна потужність материнської породи, см ( $h_n$ )	Ступінь росту ґрунту вверх		$\frac{h_r}{h_n}$
				см	%	
“Борівці”	5	157,0	112,0	45,0	28,66	1,40
“Синьків”	5	142,0	99,4	42,6	30,00	1,43
“Олексинці”	5	144,0	93,0	51,0	35,42	1,55
“ВеликаСлобідка”	5	156,0	104,0	52,0	33,33	1,50
“Гуменці”	5	157,0	110,0	47,0	29,94	1,43

Карбонатний профіль елювіально-ілювіального типу будови. Карбонати у дифузній формі утворюють верхній поверх даного профілю потужністю в середньому 7,2 см. Він змінюється шаром рясних міцелярних форм – карбонатною плісінню, з максимальними її скупченнями в шарі 105–130 см.

Згідно даних таблиці 4.3. потужність материнської породи досліджуваних ґрунтів становить 99,4 см. За період формування генетичного профілю ступінь “росту ґрунту вверх” становить 40–42 см, або 30 % від об’єму сучасного чорнозему.

Чорноземи типові ключової ділянки № 3 “Олексинці” відзначаються досить однотипним профілем. За гранулометричним складом вони середньосуглинкові в межах всієї ґрунтової товщі, без видимих ознак диференціації профілю внаслідок перерозподілу тонкодисперсних часток.

Потужність гумусово-акумулятивного горизонту – 44,2 см. Глибина генетичного профілю коливається в межах 140–150 см. Відношення потужності сучасного ґрунту до вихідної потужності материнської породи становить 1,55.

Лінія скипання від хлоридної кислоти спостерігається дещо вище ніж у західних аналогах – на рівні 82 см. Карбонатний профіль характеризується як рівномірно-ґрунтово-акумулятивний. Карбонати у дифузній формі

простежуються на глибині 82–90 см. Нижче по профілю вони змінюються карбонатною плісеною з максимальним скупченням в шарі 100–120 см.

Слабка дренажність досліджуваних ґрунтів спричиняє періодичне перезволоження ґрунтово-підґрунтової товщі, ознаки якого у вигляді іржаво-бурих плям неправильної форми, бобовин заліза і марганцю з'являються в середньому на глибині 155 см.

Найбільш жорсткішими гідротермічними режимом в межах Придністерського Поділля характеризуються чорноземи типові ключових ділянок № 4 “Велика Слобідка” і № 5 “Гуменці”.

Чорноземи типові ключової ділянки “Велика Слобідка” прогумусовані на досить значну глибину, але в основному не більше, ніж на 155–160 см. У нижній частині гумусового профілю прогумусованість мозаїчна і представлена строкатим шаром кротовинного лесу.

Ґрунти відзначаються чіткою перевагою темних тонів у гумусових горизонтах і значною їх однорідністю. Зниження тональності забарвлення з глибиною, особливо у перехідному гумусовому горизонті незначне, що вказує на його значну прогумусованість і відносну однорідність.

Важливою морфологічною характеристикою гумусових горизонтів чорноземів типових цього регіону є наявність у них чітко вираженої зернистої структури. У перехідному гумусовому горизонті різко зростає доля грубозернистої структури. Агрегати відзначаються міцною будовою, чітко вираженими гранями і попелясто-сірим відтінком забарвлення, причиною якого є акумуляція великої кількості “карбонатного нальоту” на структурних гранях, який надає темним тонам середньої частини профілю чорноземів вапнисто-сірих відтінків [112].

Карбонатний профіль виразно прогресивно-ілювіального типу будови. Лінія скипання коливається у вузькому діапазоні глибин і в середньому розміщена безпосередньо під гумусово-акумулятивним горизонтом на глибині 54,8 см. Верхню частину карбонатного профілю утворює шар візуально невидимих карбонатних новоутворень, який на глибині 62 см змінюється

горизонтом видимих мобільних міцелярних карбонатних новоутворень у формі дуже рясної “карбонатної плісені” і “карбонатного нальоту”. Максимальні їхні скупчення зафіксовані в шарі 80–100 см, який знаходиться на межі гумусової і слабогумусованої частини генетичного профілю чорноземів. В межах всього ґрунтового профілю цей шар відзначається найпухкішим складенням і максимальною біогенною переробленістю. На глибині 120–130 см карбонатні новоутворення представлені прожилковими формами. У нижньому перехідному горизонті зустрічаються дрібні (<0,5 см) сегрегаційні карбонатні новоутворення, які в материнській породі мають значно більший діаметр (0,5–5,0 см), переважно неправильну хрящоподібну форму з усіма ознаками, що вказують на гідроморфне минуле цих ґрунтів. В межах гумусового профілю відсутні ознаки давнього і сучасного перезволоження у вигляді новоутворень заліза і марганцю.

Потужність ґрунтового профілю чорноземів типових ключової ділянки “Велика Слобідка” в середньому становить 156 см. Показник ступеня росту ґрунту вверх 52 см. За період формування зрілого профілю його об’єм збільшився на 33,33 % відносно сучасного його об’єму.

Чорноземи типові ключової ділянки № 5 “Гуменці” характеризуються прогумусованістю на глибину 110 см. Середня глибина генетичного профілю становить 157 см, а глибина гумусово-аккумулятивного горизонту 45 см.

Карбонатний профіль виразно прогресивно-ілювіального типу будови. Лінія скипання від хлоридної кислоти знаходиться на глибині 46,8 см. Карбонати переважно представлені плісіню і псевдоміцелієм. Рідко зустрічаються конкреційні новоутворення невеликого діаметру (<0,5 см). В материнській породі помітно зростають кількість і розміри (0,5–5,0 см) конкреційних карбонатних новоутворень витягнутої, округлої, рідше хрящоподібної форми. Журавчики мають шорохувату, бородавчасту поверхню, окремі радіально-тріщинувате ядро у центрі. Вони у невеликій кількості розсіяні у дрібноземі, і не утворюють суцільного карбонатно-конкреційного горизонту.

За період формування генетичного профілю ступінь “росту ґрунту вверх” становить у середньому 47 см, або 29,94 % від сучасного його об’єму. Співвідношення потужностей сучасного чорнозему до вихідної материнської породи ( $h_r:h_n$ ) – 1,43.

Генетичний аналіз профілю чорноземів типових засвідчує, що він з одного боку гетерогенний (сформований різними елементарними ґрунтоутворними процесами, які діють з різною інтенсивністю і просторовою локалізацією), а з другого – гетерохронний (різні частини і ознаки профілю сформувались у різний час). Відповідно, одні ознаки ґрунту є результатом сучасних процесів (окультурення, деградація), інші – педогенним продуктом давніх процесів, які відповідали іншому поєднанню чинників ґрунтоутворення, а в даний час відсутні (інтенсивні гумусонакопичення, вилуговування), або мають значно меншу інтенсивність (біотурбації). Такий ґрунтоутворний процес, як оглеєння відбувається протягом всього періоду формування профілю чорноземів. При генетичному аналізі профілю чорноземів типових важливо виявити сучасні і реліктові морфологічні ознаки. Вони вказують на те, що сучасний профіль чорнозему типового Придністерського Поділля сформувався за участю таких основних груп елементарних ґрунтоутворних процесів як біогенно-аккумулятивні, вилуговування, закарбоначення, педотурбаційні та деструктивні.

Профіль чорноземів типових поєднує в собі лише один елемент типу ґрунтоутворення – степовий (чорноземний). Протягом верхнього плейстоцену, такі геологічні процеси, як лесонакопичення, лесотрансформація під впливом мерзлотних явищ і соліфлюкції переважали над ґрунтоутворенням [47]. На початку голоцену в основному сформувався сучасний літологічний профіль чорноземів типових, який повністю успадкував риси доголоценової літогенної основи. Доказом цього є той факт, що формування пилуватої фракції літологічного профілю ґрунтів можливе тільки в умовах дуже холодного і сухого клімату, яким характеризувались екстрагляціали плейстоцену.



У давньому голоцені геологічні процеси формування профілю чорноземів типових змінюються ґрунтовими. Ландшафтні умови ґрунтоутворення були досить складними і мінливими [57]. У цей час активізуються мерзлотні процеси. Глибина промерзання ґрунту була незначною, тому постійно мерзлотний шар знаходився на невеликій глибині. Це супроводжувалось постійним перезволоженням надмерзлотої товщі, формування глейового горизонту кріотурбацій. Сучасний глейовий профіль чорноземів не відповідає тому, що був на початку формування чорноземів. За тривалий кріогенний період історичного розвитку профілю чорноземів інтенсивність оглеєння спадала разом із деградацією мерзлоти і посиленням дренажу території. В теперішній час ознаки перезволоження спостерігаються лише в другому метровому шарі чорноземів типових у формі вохристих плям і примазок, Fe-Mn бобовин, невеликих сизих розводів. Все це свідчить про загальну тенденцію до деградації глейового профілю чорноземів, посилення його автоморфізму.

Практично одночасно з глейовим почав формуватися гумусовий профіль чорноземів типових. Специфіка його формування протягом голоцену видозмінювалась, але практично не припинялась. На стадії давнього голоцену поряд з глеєутворенням гумусово-акумулятивні процеси були панівними. У цей час формувався практично грубий болотний гумус чорного кольору і переважно гуматного складу [61].

Протягом голоцену гумусовий профіль досягнув своєї зрілості. Глибина гумусового горизонту становить 70–80 см, хоча ознаки прогумусованості сягають 1,5 м позначки. Основним джерелом гумусу чорноземів типових був кореневий опад багатой трав'янистої рослинності.

З глибиною гумусованість профілю зменшується, а в перехідному до породи горизонті (100–150 см) вона стає мозаїчною. В давньому голоцені гумусовий профіль був дуже однорідний і короткий, чому сприяла мерзлота. Після деградації мерзлоти й інтенсивного ерозійного розчленування території збільшується потенційна водно-міграційна складова ґрунтоутворення. Надмірне зволоження території, добрий її природний дренаж, властивість гумусових

речовин за певних умов переходити у розчин і мігрувати разом із ним у вертикальному напрямку, призводить до формування відносно глибокого гумусового профілю. Підтвердженням наявності процесів переміщення гумусу є утворення в середній і нижній частинах профілю на стінках агрегатів, тріщин, давніх і сучасних червоточин і ходів коренів гумусових плівок і натіків темно-сірого забарвлення. Переміщення гумусових речовин в основному відбувається уздовж некапілярних порожнин. На це вказує відсутність гумусового забарвлення на зламі структурних агрегатів (тонкокапілярна шпаруватість). Це і є основною причиною мозаїчної гумусованості перехідних горизонтів. Джерелом гумусу цих горизонтів є ілювійований гумус з гумусово-аккумулятивного (0–50 см) горизонту чорноземів.

Наявність серед морфологічних ознак чорноземів типових великої кількості червоточин, копролітів, а в перехідних горизонтах слідів життєдіяльності великих ґрунтових землеріїв (у формі кротовин), свідчить про інтенсивні біотурбаційні процеси в даних ґрунтах. Фітотурбаційні процеси проявляються протягом всієї історії формування ґрунтів. Зоотурбаційні процеси найбільш притаманні чорноземам у період кліматичного оптимуму. Сліди цих біотурбацій можна визначити навіть на глибині 150–180 см. Специфіка зоотурбаційних процесів проявляється у морфології кротовин. У верхньому перехідному горизонті кротовини заповнені палево-бурим заповнювачем, а у нижньому перехідному – темно-сірим. Механізм зоотурбаційних процесів відбувається завдяки затулюванню або осипанню поверхневого гумусованого матеріалу по ходах землеріїв униз, або внаслідок виштовхування ними на поверхню матеріалу зернистої структури з нижніх горизонтів. У кінцевому результаті біотурбаційні процеси призвели до істотної гомогенізації ґрунтового профілю, особливо гумусового горизонту [64].

## РОЗДІЛ 5

### ФІЗИЧНІ ПРОЦЕСИ ТА ВЛАСТИВОСТІ

Значення фізичних властивостей і режимів у формуванні родючості чорноземів типових надзвичайно велике. Агрофізична характеристика чорнозему типового є важливою складовою частиною теоретичного обґрунтування всіх основних прийомів землеробства та сільськогосподарської меліорації, оскільки їхнім головним завданням є насамперед покращення фізичних умов ґрунту і їхнє пристосування до потреб культурних рослин. У практиці сільського господарства часто недооцінюють важливість фізичних властивостей чорноземів типових і родючість його пов'язують головним чином з наявністю поживних елементів. Але часто несприятливі фізичні чинники, такі як засухи, ущільнення ґрунту великогабаритною технікою, ґрунтова кірка, розпиленість ґрунту, недостатня аерація чи теплозабезпеченість, лімітують урожай жорсткіше, ніж нестача цих біофільних елементів. Тільки оптимальні фізичні умови, що поєднуються з достатньою кількістю елементів живлення рослин, забезпечують максимальну продуктивність агрофітоценозів [38].

У природних умовах гранулометричні елементи чорноземів типових практично завжди скріплені в агрегати, тобто знаходяться не роздільно. Велика кількість тонкодисперсних часток, гумінових кислот, гідрокарбонатів кальцію і наявність густо розгалуженої кореневої системи різнотравно-злакової або культурної рослинності створюють передумови для утворення характерної для чорноземів зернисто-грудкуватої структури. Тому, агрегати складаються завжди із структурних елементів різних порядків, які у своїй сукупності визначають фізичні властивості чорноземів типових.

Важливу роль у формуванні водно-повітряного режиму ґрунтів і розвитку кореневої системи рослин відіграє шпаруватість ґрунту, яка є похідною від його складення. Чорноземи характеризуються високою внутрішньоагрегатною і міжагрегатною шпаруватістю, добре аеруються, відзначаються високою

вологоємкістю і здатністю нагромаджувати значну кількість води, міцно утримувати її, що забезпечує безперебійне водне живлення рослин [54].

З метою вивчення впливу тривалого сільськогосподарського використання на фізичний стан чорноземів типових досліджені такі фізичні показники ґрунтів: гранулометричний і мікроагрегатний склад, щільність твердої фази, щільність будови, загальна шпаруватість і шпаруватість аерації, структурний стан.

### **5. 1. Процеси гранулометричної диференціації**

Гранулометричний склад є однією з найважливіших генетичних і агрономічних характеристик ґрунту. Тісно пов'язаний із властивостями ґрунтоутворних порід, гранулометричний склад відображає їхню трансформацію у процесі ґрунтоутворення, є одним із індикаторів змін, що відбуваються в ґрунті внаслідок антропогенного впливу. Гранулометричний склад визначає формування повітряного, теплового і поживного режимів чорноземів, що в значній мірі впливає на ріст, розвиток і врожайність сільськогосподарських культур [91].

При дослідженні гранулометричного складу чорноземів типових на ключових ділянках ставились наступні цілі:

1. Підтвердити думку про те, що ґрунтоутворними породами у межах Придністерського Поділля є літологічно однотипний верхній ярус верхньоплейстоценових лесоподібних суглинків.

2. Зважаючи на специфіку морфологічної будови чорноземів типових, виявити характерні особливості у змінах гранулометричного складу в межах профілю.

Результати гранулометричного аналізу наведені у додатку М і відображені на рисунках 4. і 5. Гранулометричний склад чорноземів

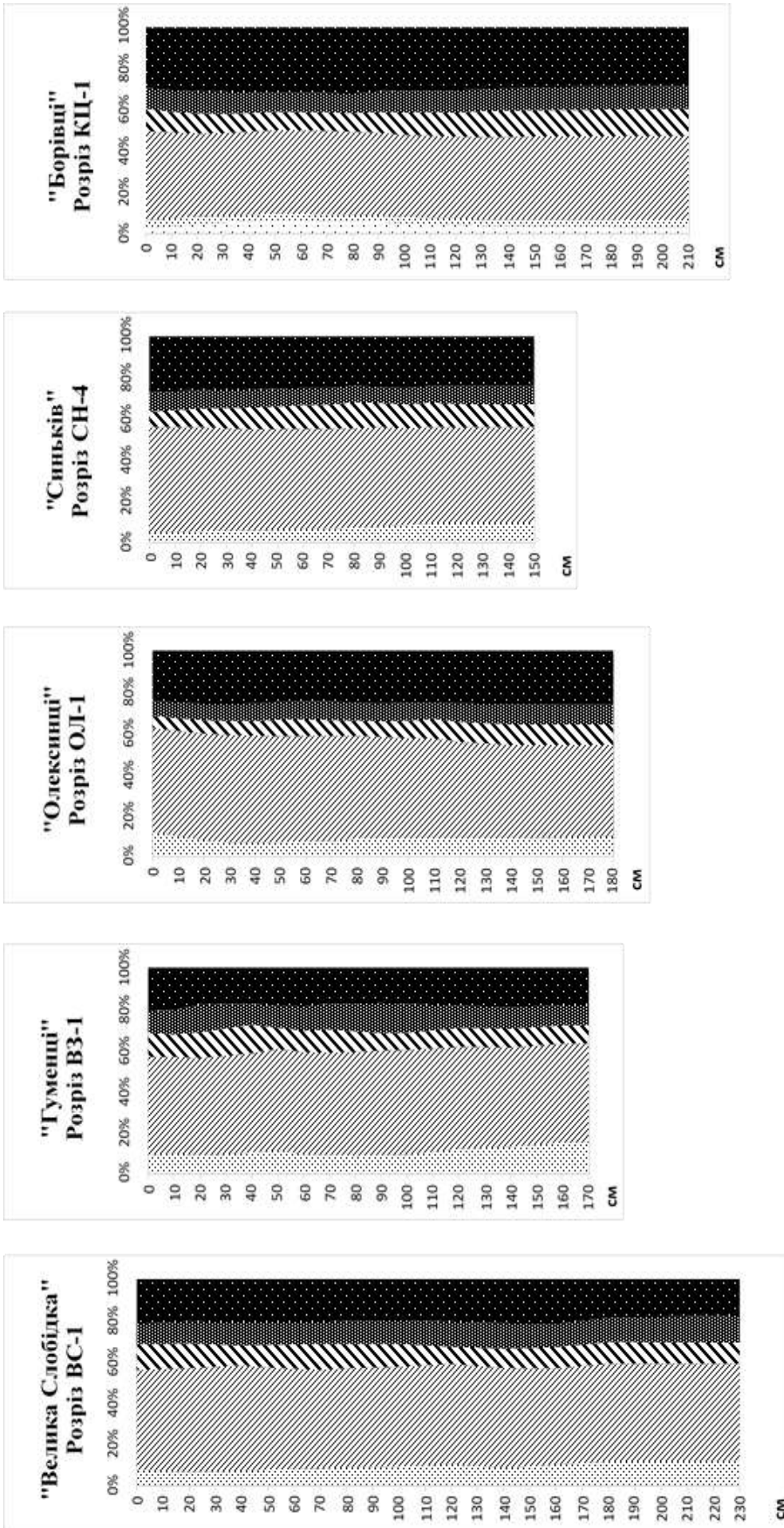
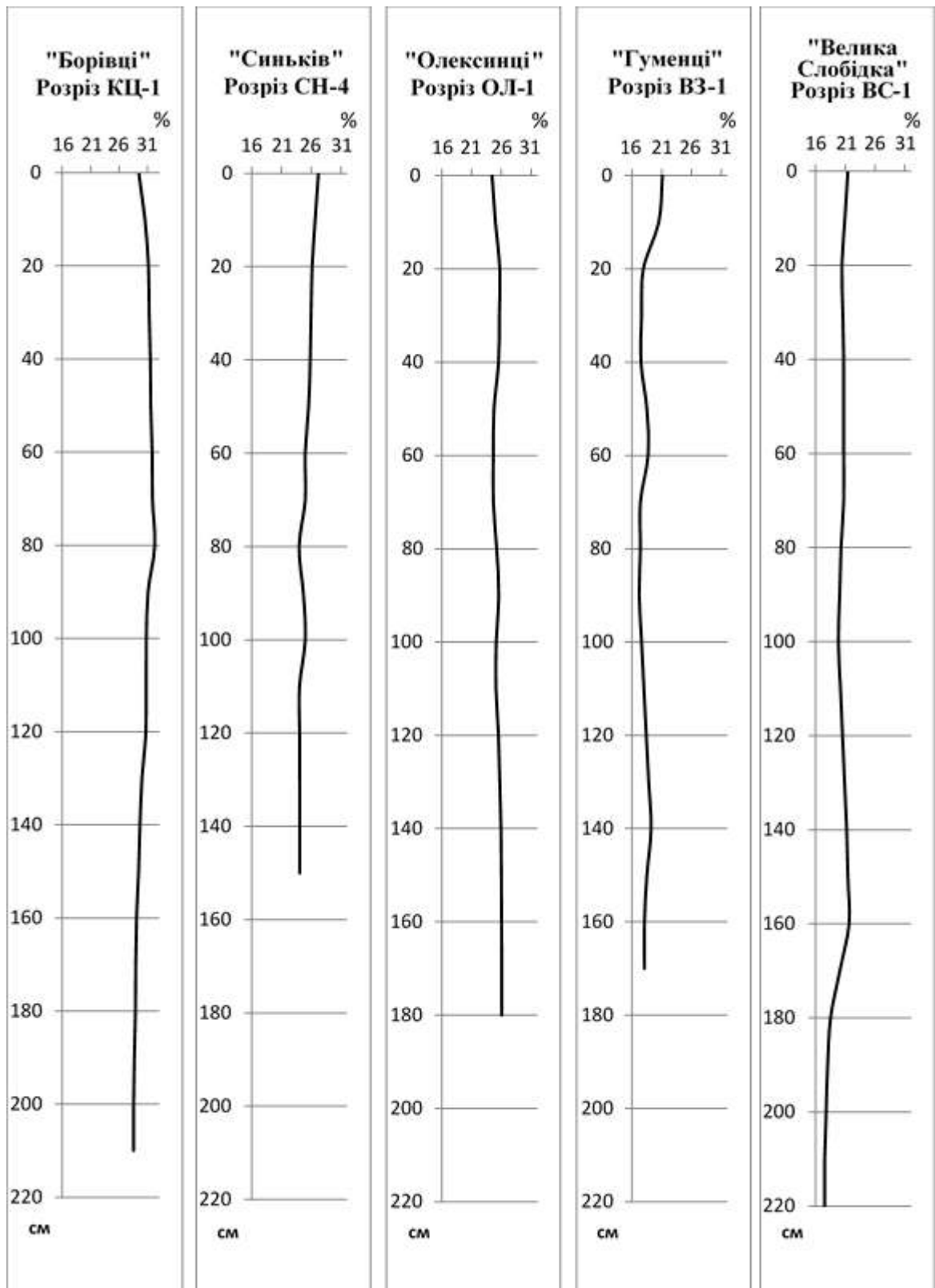


Рис. 4. Гранулометричний склад чорноземів типових Придністерського Поділля



**Рис. 5. Розподіл мулу по профілю чорноземів типових**

типових неоднорідний у просторі і змінюється від середньосуглинкового до важкосуглинкового з відчутним переважанням грубопилюватої фракції (39–52%). З півночі на південь гранулометричний склад ґрунтів стає важчим, що зумовлено літологічною зональністю порід лесової формації.

Фракція грубого та середнього піску (частки розміром 1–0,25 мм) присутня тільки в чорноземах типових ключових ділянок “Борівці” та “Олексинці”. Вміст дрібного піску (частки розміром 0,25–0,05 мм) досить значний, з коливанням в абсолютній більшості горизонтів (3–15%). Підвищений вміст даної фракції притаманний чорноземам типовим Придністерського Поділля, які сформувались на лесових породах “західноукраїнського типу.”

Стабільний вміст дрібного піску (частки розміром 0,25–0,05 мм) в гранулометричному складі чорноземів типових дає можливість стверджувати, що в межах ключових ділянок досліджувані ґрунти сформувались на літологічно однорідній материнській породі.

У розподілі гранулометричних елементів чорноземів типових на всіх ключових ділянках характерні певні загальні закономірності. Спостерігається невелике зменшення вмісту дрібного піску в перехідних горизонтах, і значне збільшення даної фракції в материнській породі. Відсоток грубопилюватої фракції в незначній мірі зменшується з глибиною. Спостерігається незначне коливання мулистої фракції в перехідних горизонтах генетичного профілю. Фракції середнього і дрібного пилу мають рівномірний розподіл з невеликими відхиленнями. В оглеєних шарах материнської породи різко зростає кількість фракцій дрібного і середнього пилу.

Чорноземи різних біокліматичних фацій відрізняються між собою характером розподілу мулу в генетичному профілі. Для теплих фацій характерним є підвищення вмісту мулистих часток в гумусово-акумулятивному горизонті. Чорноземи Вологої атлантичної фації, до якої належить об’єкт дослідження, характеризуються незначними втратами мулу в горизонті Н і деяким накопичення його в перехідних горизонтах [69].

Зміна біокліматичних умов на території Придністерського Поділля вплинула на особливості розподілу фракцій гранулометричного складу, насамперед мулу. У чорноземах типових ключових ділянок “Борівці” “Синьків” і “Олексинці” фракція мулу ( $<0,001$  мм) становить 24–32%. Велика кількість опадів у поєднанні зі сприятливими водно-фізичними властивостями ґрунтів і середньо-важкосуглинковим гранулометричним складом сприяють процесам лесиважу передколоїдної і колоїдної фракції. У південно-східному напрямку інтенсивність процесів лесиважу зменшується, що впливає на зниження вмісту мулистих фракцій у чорноземах типових ключових ділянок “Гуменці”, “Велика Слобідка” до 17–21%.

Отже, відсотковий вміст мулистих фракцій зменшується в напрямку посилення жорсткості біокліматичних умов.

Важливим фізичним процесом є наявність внутрішньогрунтового вивітрювання, що призводить до оглинювання профілю чорноземів типових. Процес оглинювання виражений в чорноземах всіх ключових ділянок. Оглинювання виражається коефіцієнтом оглинювання. Дані коефіцієнту оглинювання чорноземів типових Придністерського Поділля представлені у таблиці 5.1. Найвиразніше процеси оглинювання проявляються в розрізах КЦ-1 і СН-4. Високі показники коефіцієнту оглинювання в межах ґрунтової товщі зумовлені наявністю великої кількості атмосферної вологи і помірними показниками температурного режиму, що сприяє метаморфізації ґрунтової маси.



## Коефіцієнт оглинювання чорноземів типових Придністерського Поділля

Глибина, см	“Борівці” Розріз КЦ-1			Глибина, см	“Синьків” Розріз СН-4			Глибина, см	“Олексинці” Розріз ОЛ-1			Глибина, см	“Велика Слобідка” Розріз ВС-1			Глибина, см	“Гуменці” Розріз ВЗ-1		
	а	б	К <sub>огл</sub>		а	б	К <sub>огл</sub>		а	б	К <sub>огл</sub>		а	б	К <sub>огл</sub>		а	б	К <sub>огл</sub>
0–10	0,46	0,44	1,05	0–15	0,40	0,25	1,61	0–12	0,38	0,41	0,95	0–10	0,30	0,25	1,22	0–10	0,30	0,27	1,12
10–20	0,49	0,44	1,12	15–25	0,38	0,25	1,54	12–20	0,38	0,41	0,95	20–30	0,28	0,25	1,13	10–20	0,30	0,27	1,09
20–30	0,51	0,44	1,17	25–35	0,38	0,25	1,53	20–30	0,39	0,41	0,96	40–50	0,29	0,25	1,15	20–35	0,24	0,27	0,90
30–40	0,52	0,44	1,18	35–50	0,38	0,25	1,52	30–40	0,38	0,41	0,94	70–80	0,29	0,25	1,17	35–45	0,24	0,27	0,89
40–50	0,53	0,44	1,21	50–60	0,38	0,25	1,51	40–50	0,38	0,41	0,93	100–110	0,28	0,25	1,12	45–55	0,26	0,27	0,97
50–62	0,54	0,44	1,22	60–70	0,37	0,25	1,47	50–60	0,36	0,41	0,89	120–130	0,30	0,25	1,20	55–67	0,26	0,27	0,96
62–70	0,54	0,44	1,23	70–80	0,37	0,25	1,47	60–70	0,36	0,41	0,90	140–150	0,30	0,25	1,21	67–80	0,24	0,27	0,87
70–80	0,54	0,44	1,23	80–90	0,35	0,25	1,40	70–80	0,36	0,41	0,90	160–170	0,32	0,25	1,28	80–90	0,24	0,27	0,87
80–90	0,55	0,44	1,25	90–100	0,37	0,25	1,47	80–90	0,38	0,41	0,94	180–190	0,27	0,25	1,07	90–100	0,23	0,27	0,86
90–100	0,52	0,44	1,18	100–110	0,38	0,25	1,51	90–100	0,39	0,41	0,96	220–230	0,25	0,25	1,00	100–110	0,24	0,27	0,89
100–112	0,50	0,44	1,15	110–120	0,36	0,25	1,45	100–110	0,38	0,41	0,94	–	–	–	–	120–130	0,27	0,27	0,98
112–120	0,50	0,44	1,14	120–130	0,36	0,25	1,46	110–120	0,38	0,41	0,93	–	–	–	–	140–150	0,28	0,27	1,05
120–130	0,50	0,44	1,13	140–150	0,25	0,25	1,00	140–150	0,40	0,41	0,98	–	–	–	–	160–170	0,27	0,27	1,00
130–138	0,47	0,44	1,08	–	–	–	–	170–180	0,41	0,41	1,00	–	–	–	–	–	–	–	–
138–150	0,47	0,44	1,06	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
160–170	0,45	0,44	1,03	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
180–190	0,45	0,44	1,02	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
200–210	0,44	0,44	1,00	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Примітки: 1) К<sub>огл</sub> – коефіцієнт оглинювання;  
 2) а – відношення кількості мулу(<0,001 мм) до кількості фізичної глини(<0,01 мм) в ґрунті;  
 3) б – відношення кількості мулу(<0,001 мм) до кількості фізичної глини(<0,01 мм) в породі.

## 5. 2. Структурний стан

Структура ґрунту є одним із ключових факторів родючості чорноземів. У структурному ґрунті створюються оптимальні умови повітряного, теплового, водного режимів, що сприяє розвитку мікробіологічної діяльності, мобілізації доступних рослинам поживних речовин. Тривале застосування важкої сільськогосподарської техніки на чорноземах призводить до перегрупування структури ґрунту, деградації його диференціальної пористості, наслідком чого є збільшення щільності орного і підорного горизонтів [104].

Незважаючи на значний вплив кліматичних, біологічних і агротехнічних чинників на утворення, розміри, форму і якість структурних окремоостей, в основному ці характеристики залежить від співвідношення елементарних ґрунтових часток, їхнього складу і властивостей [120].

Чорноземи типові території досліджень по співвідношенню плазми і скелетних елементарних ґрунтових часток характеризуються плазмово-скелетним типом структури. За даними гранулометричного аналізу відсоток плазми поступово збільшується в південно-східному напрямку, що безпосередньо відображається на особливостях морфометрії та якості структурних окремоостей. В міру збільшення вмісту плазми і зменшення кількості пилюватих і піщаних часток збільшується кількість структурних агрегатів середніх розмірів, форма агрегатів змінюється від грудкуватої до грубозернистої, підвищується їхня водостійкість.

Для більшості окультурених ґрунтів характерним є перебування всієї дисперсно-колоїдної частини ґрунту у вигляді мікроагрегатів або макроагрегатів [14]. Для характеристики структурного стану чорноземів типових застосовано методи мікроагрегатного і структурно-агрегатного аналізів.

### 5. 2. 1. Мікроагрегованість

В гумусових горизонтах чорноземів типових стійкі мікроагрегати утворюються переважно за рахунок достатньої кількості органічних речовин при високому ступені насичення ґрунтово-вбирного комплексу ввібраними основами, особливо кальцієм [52].

Результати мікроагрегатного аналізу чорноземів типових наведені у додатку Н і відображені на рис. 6.

У межах модальних ділянок досліджувані ґрунти відзначаються добре вираженою мікроагрегованістю. У складі мікроагрегатів переважають фракції розміром  $>0,01$  мм, вміст яких становить 78–92 %. Мікроструктура характеризується високою міцністю, особливо у верхніх горизонтах ґрунту. Про це свідчить незначний вміст активного мулу і фракцій розміром менше 0,01 мм. Фракція мікроагрегатів розміром  $>0,001$  мм відносно рівномірно розподілена по профілю чорноземів типових у межах всіх ключових ділянок, а її вміст коливається у діапазоні 1,8–4,7 %. В розподілі пилюватих фракцій розміром 0,01–0,001 мм простежується закономірність до поступового зниження їхньої відсоткової частки з глибиною.

Переважаючими серед фракцій мікроагрегатного складу є мікроагрегати розміром 0,05–0,01 мм, вміст яких варіює від 44,3 до 61,4 %. Вони рівномірно розподілені в межах прогумусованого профілю, характеризуються збільшенням вмісту в материнській породі, що пояснюється доброю мікроструктуреністю лесоподібних порід.

В гумусових горизонтах чорноземи типові найліпше мікроагреговані і мікроструктура характеризується найвищою міцністю, на що вказує високий відсоток грубої (1–0,05 мм), агрономічно цінної фракції мікроагрегатів. З глибиною якість мікроструктури погіршується. Серед агрегатів даного розміру частка фракції 1–0,25 мм, вміст і характер її розподілу найбільш чітко синхронізується із змінами біокліматичних умов. Збільшення кількості агрегатів цього розміру означає поліпшення мікроструктуреності ґрунтів.

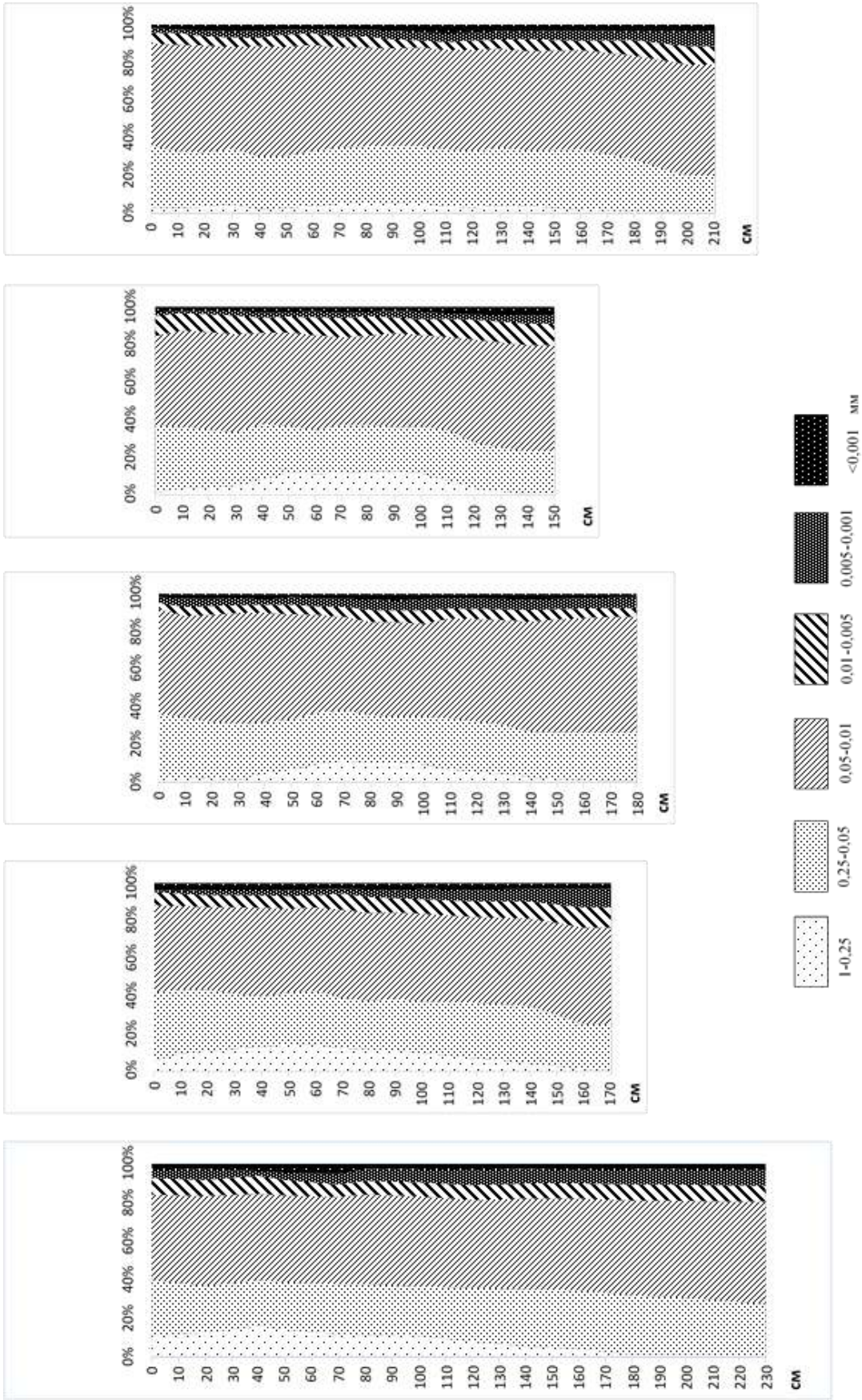


Рис. 6. Мікроагрегатний склад чорноземів типових Придністерського Поділля

У межах всіх ключових ділянок максимальна кількість даної фракції приурочена до верхнього перехідного гумусового горизонту, знижуючись в горизонті Н і в напрямку материнської породи, де її вміст зменшується до 1,1 %. Найкраща мікроструктуреність простежується в зоні перетину гумусового і карбонатного профілів чорноземів типових. У напрямку посилення континентальності клімату відсоток мікроагрегатів розміром грубого і середнього піску у верхній частині гумусового профілю зростає від 2,7–3,3 % на ключовій ділянці “Борівці”, до 11,4–15,9 % на ключовій ділянці “Велика Слобідка”. У тому ж напрямку крива профільного розподілу мікроагрегатів у верхній частині ґрунтового профілю прямує до розширення. Дані мікроагрегатного аналізу підтверджуються морфологічними дослідженнями, які вказують на високу мікроструктуреність гумусового профілю.

Для оцінки результатів мікроагрегатного аналізу розраховано показники мікроагрегатного стану чорноземів типових, серед яких фактор дисперсності за Качинським (Кд, %), ступінь агрегатності за Бейвером і Родесом (Ка, %), коефіцієнт мікроструктуреності за Дімо (Ча, %), гранулометричний показник структурності за Вадюніною (Рс, %).

Основою для цих розрахунків є співставлення різних фракцій гранулометричного і мікроагрегатного складу в однакових ґрунтових зразках. Дані розрахунків наведені в таблиці 5. 2.

Міцність мікроагрегатів чорноземів типових на різних ключових ділянках і на різних глибинах не однакова і характеризується значною мінливістю. Амплітуда змін фактору дисперсності у межах гумусового профілю змінюється в напрямі посилення континентальності клімату. Максимально висока міцність мікроагрегатів простежується в ґрунтах ключової ділянки “Гуменці”, де показник фактору дисперсності коливається у вузькому діапазоні величин – 16–23 %. Амплітуда змін фактору дисперсності чорноземів типових ключової ділянки “Борівці” дещо вищий (6–15%), що вказує на диференціацію якості мікроагрегатів у межах гумусового профілю.

Таблиця 5.2

## Показники мікроагрегатного складу чорноземів типових Придністерського Поділля

Глибина, см	“Борівці” Розріз КЦ-1				Глибина, см	“Синьків” Розріз СН-4				Глибина, см	“Олексинці” Розріз ОЛ-1				Глибина, см	“Велика Слобідка” Розріз ВС-1				Глибина, см	“Гуменці” Розріз ВЗ-1			
	Рс, %	Кд, %	Ка, %	Ча, %		Рс, %	Кд, %	Ка, %	Ча, %		Рс, %	Кд, %	Ка, %	Ча, %		Рс, %	Кд, %	Ка, %	Ча, %		Рс, %	Кд, %	Ка, %	Ча, %
0–10	73,26	6,12	81,39	40,15	0–15	62,21	9,93	86,88	27,08	0–12	55,51	7,78	66,73	26,92	0–10	51,40	14,49	80,40	16,6	0–10	53,21	18,01	77,80	25,7
10–20	78,98	8,52	78,05	41,2	15–25	58,64	8,80	84,99	27,71	12–20	57,29	10,40	70,93	24,88	20–30	49,52	13,73	81,79	13,8	10–20	56,08	20,49	76,83	21,7
20–30	83,43	10,59	74,16	42,04	25–35	58,23	7,32	82,57	25,22	20–30	57,74	11,27	74,25	27,14	40–50	52,63	18,36	81,91	10,2	20–35	52,34	20,67	79,49	20,3
30–40	84,40	11,84	75,15	40,46	35–50	57,73	12,01	84,14	22,84	30–40	57,89	8,18	77,26	29,56	70–80	51,66	13,04	78,24	16,6	35–45	44,59	20,00	73,48	15,1
40–50	84,15	9,85	69,60	43,45	50–60	56,95	11,35	82,75	19,42	40–50	57,74	13,32	77,87	26,19	100–110	52,18	14,65	74,52	14,8	45–55	48,74	21,62	72,62	11,9
50–62	82,94	8,56	68,22	41,82	60–70	55,16	9,61	80,86	18,42	50–60	56,11	7,68	78,32	24,15	120–130	57,29	16,10	70,67	14,4	55–67	50,83	17,65	77,80	13,7
62–70	82,71	7,23	71,40	41,95	70–80	55,04	12,81	81,96	17,17	60–70	56,45	10,55	79,24	20,78	140–150	57,86	12,26	75,43	19,4	67–80	49,18	18,39	76,15	14,8
70–80	82,90	9,11	73,67	39,52	80–90	52,45	11,27	80,72	16,57	70–80	57,25	10,96	79,45	17,75	160–170	57,37	15,28	70,14	21,0	80–90	50,99	20,69	76,60	13,3
80–90	84,16	8,68	74,60	38,81	90–100	53,74	8,52	78,23	17,37	80–90	59,16	12,30	74,38	16,08	180–190	52,24	15,68	63,21	20,7	90–100	53,38	22,67	76,17	13,2
90–100	81,70	9,98	75,50	39,05	100–110	55,97	10,81	76,60	17,98	90–100	60,07	15,26	74,44	16,72	220–230	53,40	18,29	55,68	20,3	100–110	52,95	18,75	75,00	13,9
100–112	81,62	13,32	77,56	39,74	110–120	54,61	14,58	72,65	19,96	100–110	58,88	11,54	74,34	17,47	–	–	–	–	–	120–130	49,83	20,65	66,58	13,2
112–120	80,45	15,29	77,41	40,84	120–130	56,76	16,99	66,06	23,32	110–120	57,08	9,57	73,72	23,45	–	–	–	–	–	140–150	51,48	16,67	61,96	15,7
120–130	80,27	14,01	77,76	41,38	140–150	57,44	18,70	59,31	23,18	140–150	64,45	13,11	66,99	28,71	–	–	–	–	–	160–170	49,12	17,68	38,80	12
130–138	77,15	11,67	80,37	40,54	–	–	–	–	–	170–180	65,70	8,06	62,51	33,33	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
138–150	76,53	12,14	79,76	39,23	–	–	–	–	–	–	55,51	7,78	66,73	26,92	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
160–170	75,03	11,02	80,47	41,01	–	–	–	–	–	–	57,29	10,40	70,93	24,88	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
180–190	74,34	12,82	77,20	38,68	–	–	–	–	–	–	57,74	11,27	74,25	27,14	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
200–210	73,23	12,61	67,77	34,45	–	–	–	–	–	–	57,89	8,18	77,26	29,56	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Примітки. Рс – гранулометричний показник структурності за Вадюніною; Кд – фактор дисперсності за Качинським; Ка – ступінь агрегатності за Бейвером і Родесом; Ча – число агрегації за Дімо.

Ступінь агрегатності за Бейвером і Роадесом враховує співвідношення агрономічно цінних мікроагрегатів розміром більше 0,05 мм і кількість гранулометричних елементів того ж розміру.

У межах всіх ключових ділянок водостійкість мікроструктури чорноземів типових погіршується з глибиною, що зумовлено закономірною зміною комплексу факторів структуротворення. Головним серед них є зменшення вниз по профілю вмісту гумусу, погіршення його якісного складу, зниження ємності катіонного обміну і кількості ввібраного кальцію.

Мікроструктуреність ґрунту за В. Н. Дімо оцінюється кількістю водостійких агрегатів розміром 0,25–0,01 мм. Показник мікроструктуреності виражається різницею між сумами фракцій грубого пилу і дрібного піску при мікроагрегатному і гранулометричному складі виражений у відсотках. Чим вищий показник мікроструктуреності, тим краща мікроагрегатність ґрунту.

Показники мікроструктурності чорноземів типових змінюються по профілю і коливаються в широкому діапазоні величин (10–43 %). У межах гумусового профілю мікроагрегованість (за В. М. Дімо) знижується в основному до глибини максимальних скупчень видимих карбонатних новоутворень (70–110 см). Нижче карбонатного профілю мікроагрегованість поступово збільшується, що пояснюється високою мікроструктуреністю лесоподібних порід.

Найліпша мікроагрегованість ( $Ч_a$ , %) притамана чорноземам типовим ключової ділянки “Борівці”. Ступінь мікроагрегованості в значній мірі успадкований від високої мікроструктуреності лесоподібних порід. Проте якість мікроструктури формується у процесі ґрунтотворення і залежить від комплексу факторів, що її визначають [132].

### **5. 2. 2. Процеси оструктурення і агрегації**

У тісному зв'язку з мікроагрегованістю ґрунтів знаходиться їхній структурно-агрегатний склад. Плазмово-скелетний тип структури чорноземів типових характеризується агрегованістю, а наявність гумусу і карбонатів у

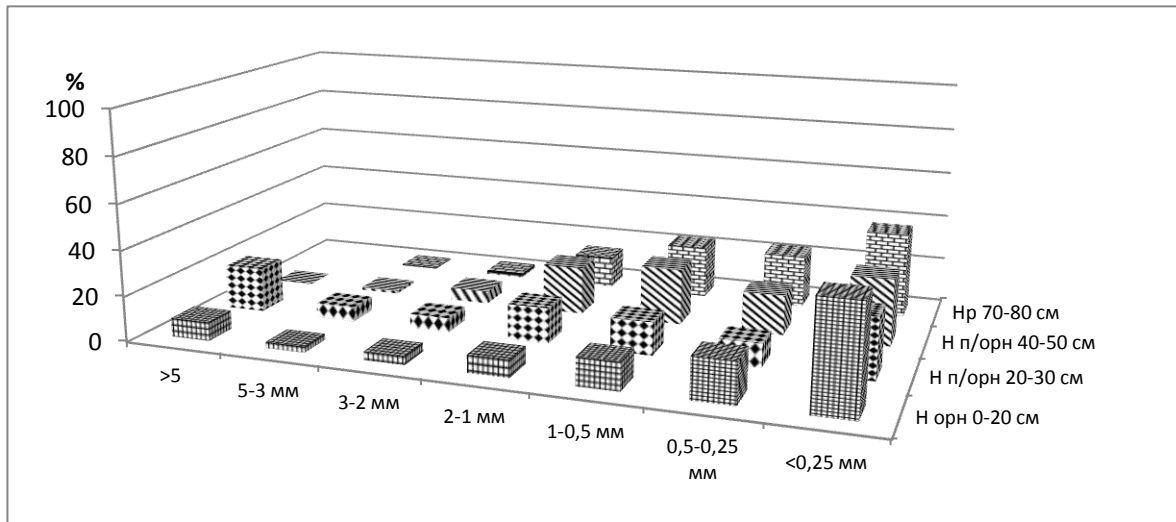
глинистій плазмі спричинили утворення пухкої і пористої матриці без чіткої орієнтації, в результаті чого утворились багатогранні педи [82].

Для характеристики структурного стану ґрунтів недостатньо знати тільки розподіл агрегатів у певний момент часу, оскільки агрегатний склад досить динамічний в часі й часто залежить від сільськогосподарського використання ґрунтів [133]. Під дією руйнівних сил, які виникають у результаті обробітку, переміщення по полю сільськогосподарської техніки, в результаті періодичного чергування дощів та сухих періодів, агрегати руйнуються, ущільнюється ґрунтовий профіль, ґрунти стають безструктурними. Ступінь змін структурного стану залежить від стійкості ґрунту щодо зовнішніх руйнівних сил. Структура ґрунту є одним із основних факторів його родючості. В структурному ґрунті створюються оптимальні умови водного, повітряного, теплового, поживного режимів і відповідно умови життя вищих рослин і мікроорганізмів. Дані структурно-агрегатного стану показано у додатку О, і відображені на рис.7–11.

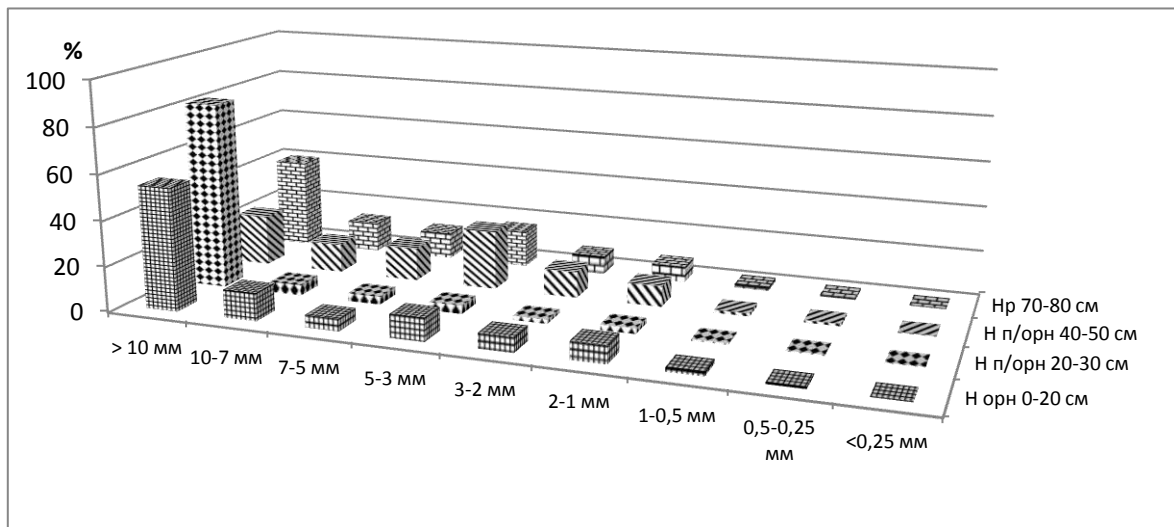
Морфологічними дослідженнями виявлено тенденцію до покращення структури чорноземів типових у напрямку підвищення відносної континентальності клімату ґрунтів. В орному шарі сума агрономічно цінних агрегатів розміром 0,25–10 мм варіює в межах 43,54–70,17 %, що недостатньо для формування сприятливого водно–повітряного режиму ґрунтів. Це підтверджується даними морфологічного аналізу, згідно якого, в орному шарі переважає грудкувато–порохувата структура. Коефіцієнт структурності коливається в межах 0,77–2,35, що залежить від способу обробітку ґрунту.



**Результати структурно-агрегатного аналізу за даними ґрунтових профілів  
графічно відображені на рис. 7-11**

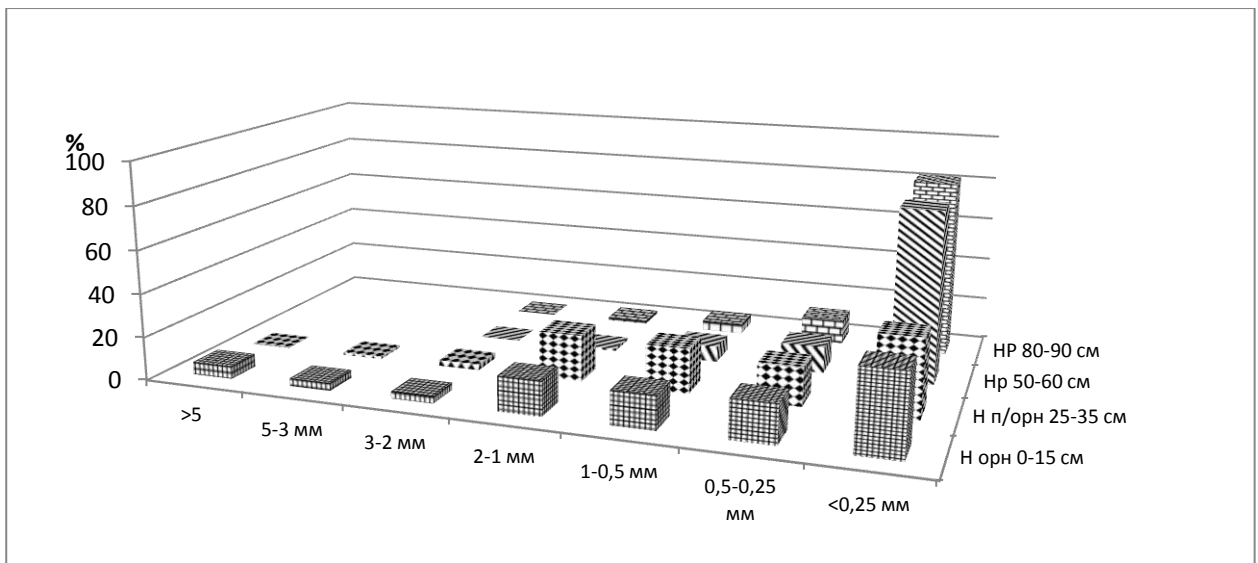
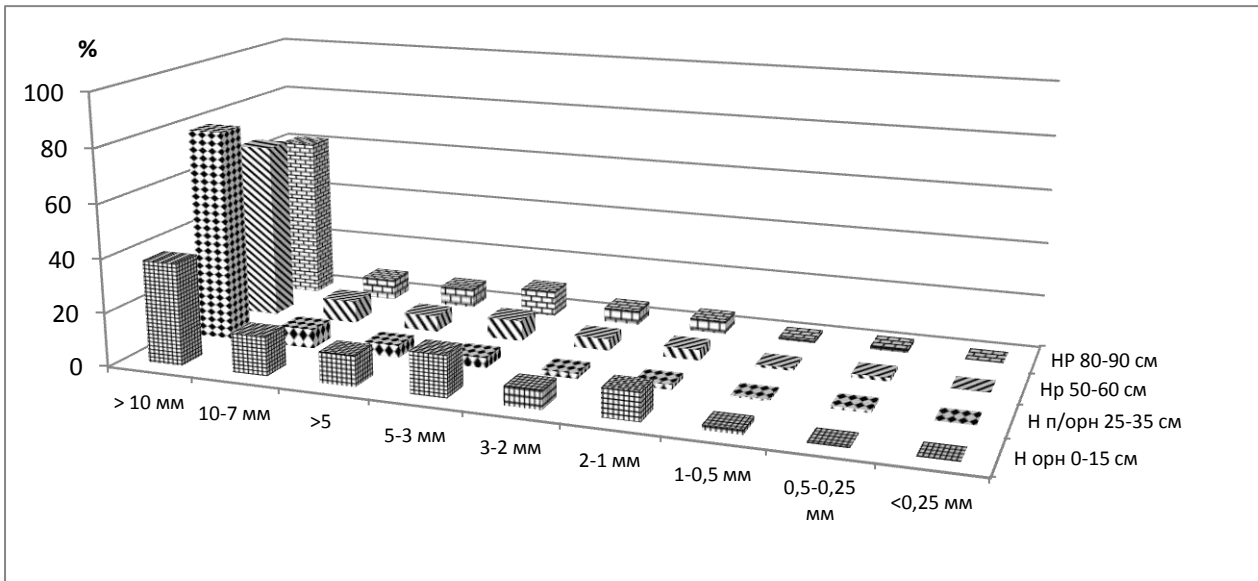


а

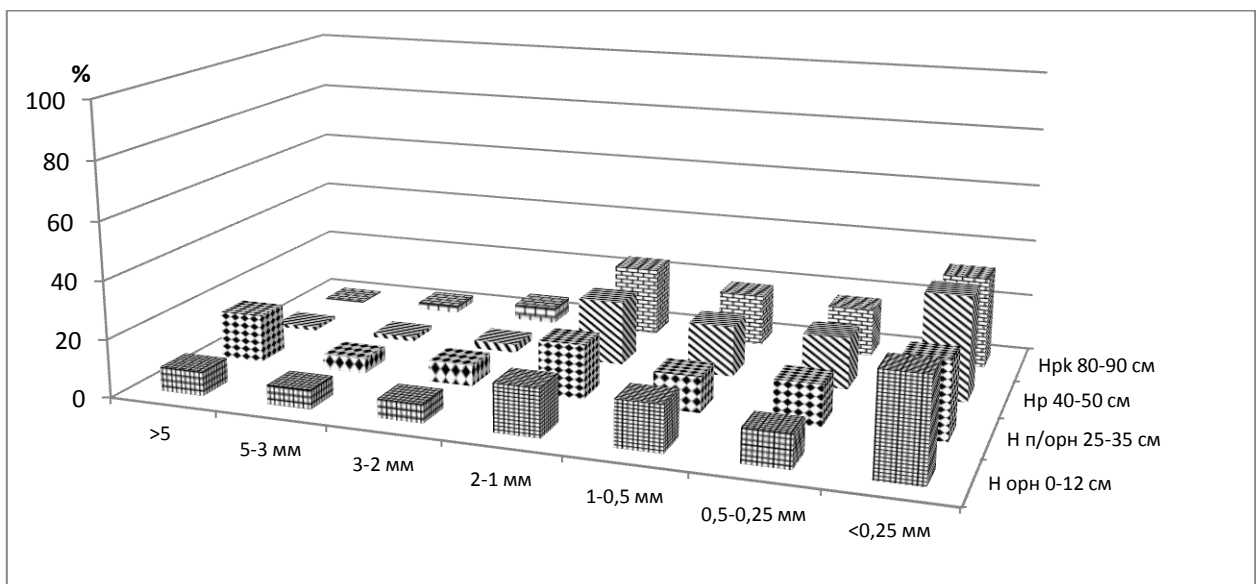
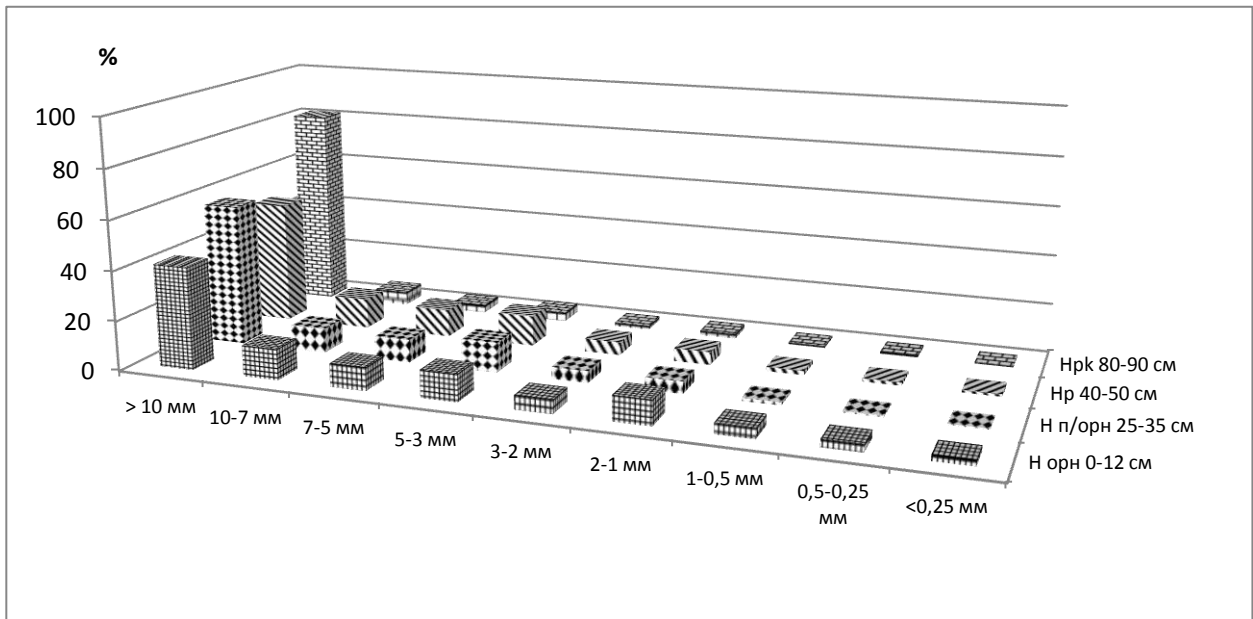


б

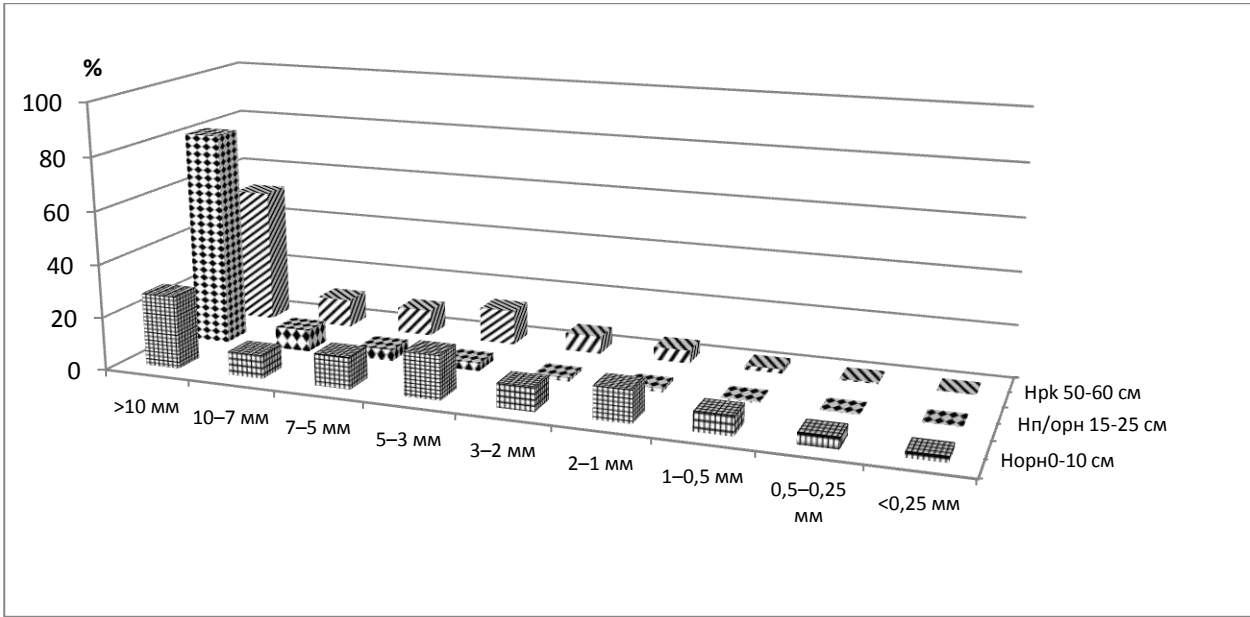
**Рис. 7. Структурно-агрегатний стан чорнозему типового (Розріз КЦ-1)  
а – структурний склад (сухе просіювання); б – агрегатний склад (мокре просіювання)**



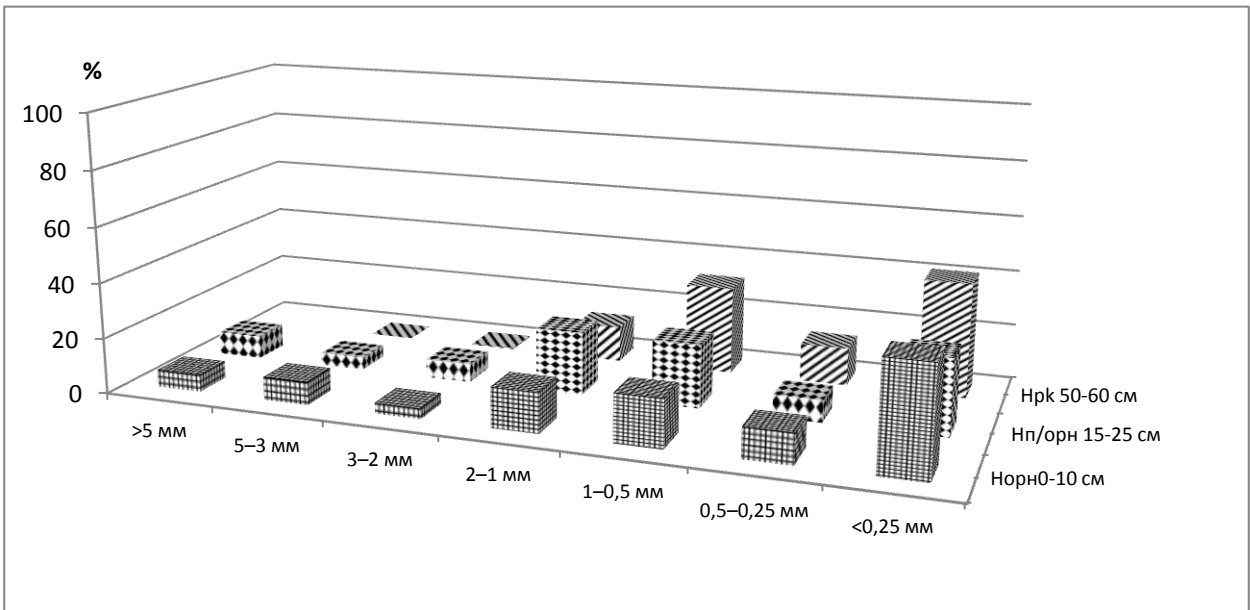
**Рис. 8. Структурно-агрегатний стан чорнозему типового (Розріз СН-4)  
а – структурний склад (сухе просіювання); б – агрегатний склад (мокре просіювання)**



**Рис. 9. Структурно-агрегатний стан чорнозему типового (Розріз ОЛ-1)  
а – структурний склад (сухе просіювання); б – агрегатний склад (мокре просіювання)**

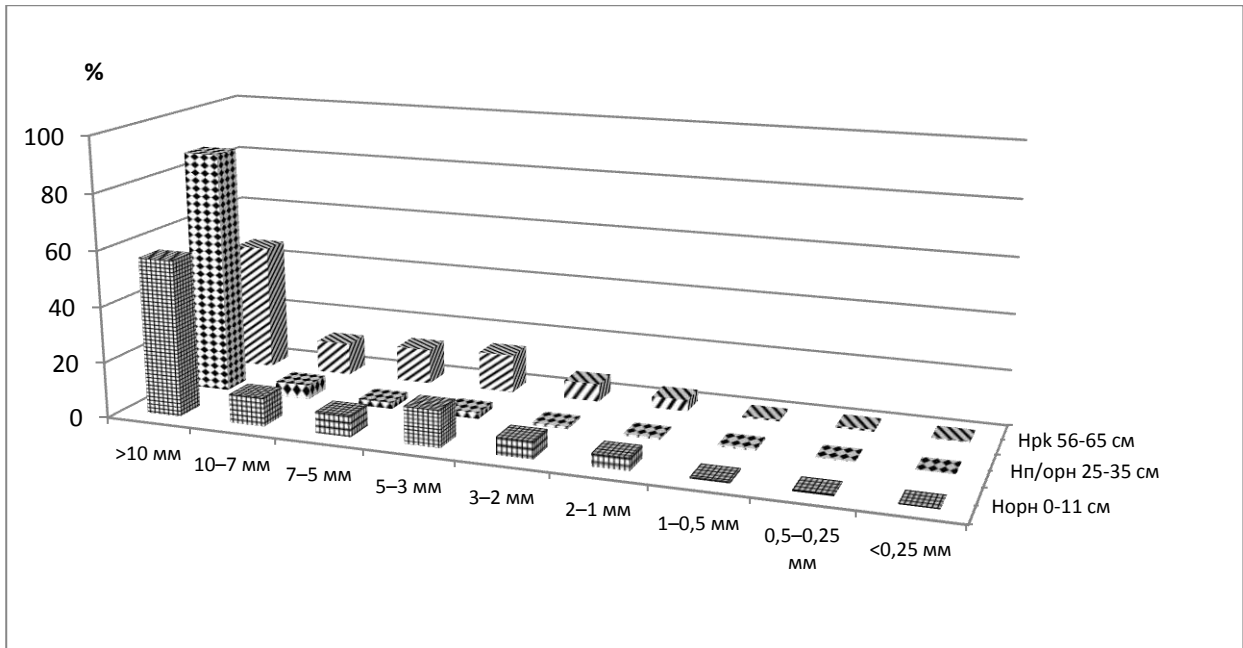


а

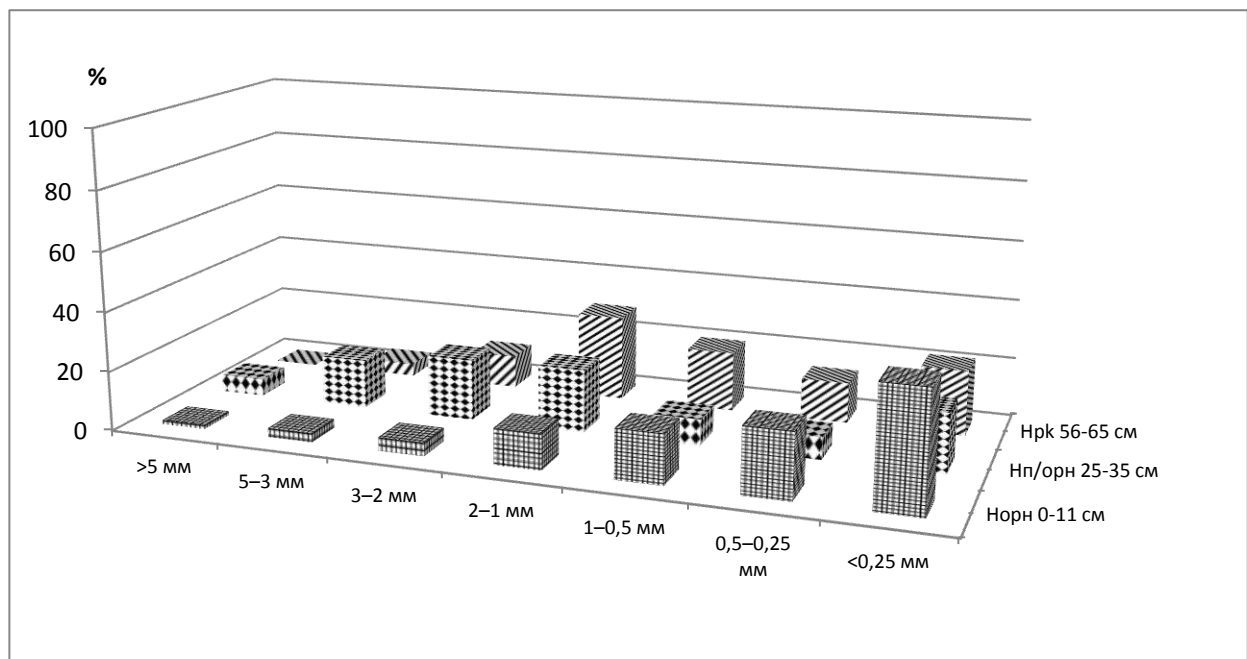


б

**Рис. 10. Структурно-агрегатний стан чорнозему типового (Розріз ВЗ-1)  
а – структурний склад (сухе просіювання); б – агрегатний склад (мокре просіювання)**



а



б

**Рис. 11. Структурно-агрегатний стан чорнозему типового (Розріз ВС-1)  
а – структурний склад (сухе просіювання); б – агрегатний склад (мокре просіювання)**

Сума водостійких агрегатів становить 53,18–65,54 %. Під орним шаром чорноземів типових морфологічно простежується щільний, сильно деградований опресійний шар потужністю 10–15 см (плужна підшва). У морфологічному відношенні замість типової для гумусового горизонту зернистої структури, утворилася брилувато–горіхувата. Брилисті агрегати

важко руйнуються знаряддями обробітку ґрунту, залишаючись на поверхні тривалий час. Негативний ефект від переущільнення ґрунту підсилюється низькою часткою в структурі посівних площ земель з травопільними сівозмінами. Внаслідок переущільнення у плужній підшві збільшується водостійкість агрегатів (сума водостійких агрегатів 63,98–80,06%), що ймовірно, зумовлено збільшенням їхньої фізичної міцності. Коефіцієнт структурності в підорному горизонті менше одиниці (0,14–0,75). У цьому ж шарі сума агрономічно-цінних структурних агрегатів коливається від 12,33 до 42,75 %. Для покращення структурно-агрегатного складу потрібно частіше використовувати глибоку оранку (30–35 см), внаслідок якої розпушується ґрунт зі сприятливими умовами для глибокого промочування ґрунтів у весняно-осінній період [78].

Для перехідних горизонтів характерна зернисто-грудкувата структура. Коефіцієнт структурності варіює в межах 0,98–3,34. Сума водостійких агрегатів розміром  $>0,25$  мм становить 58,7–63,84 %. Перенасичення карбонатами кальцію горизонту Нрк призводить до розпушення ґрунтової структури, послаблення фізичного щеплення між структурними агрегатами, покращення аерації. Проте, невисокий вміст гумусу в ілювіально-карбонатному горизонті є першопричиною зниження вмісту водостійких агрегатів розміром  $>0,25$  мм. Глибина залягання карбонатних новоутворень у ґрунтовому профілі чорноземів типових Придністерського Поділля, у тому числі видимих мікрокристалізованих форм, знижується із сходу на захід, що пояснюється посиленням процесів вилуговування. Спостерігається загальна тенденція до послаблення водостійкості макроструктури з глибиною.

### 5. 3. Складення

Найвиразніше структура впливає на щільність упаковки ґрунтової маси, характер шпарового простору, тобто на об'єм шпар, розподіл їх за розмірами радіусів (диференціальна шпаруватість). Суму цих властивостей ґрунту

називають його складенням” [82]. Серед показників, які визначають складення ґрунту, інтегральними є щільність твердої фази, щільність будови, загальна шпаруватість і шпаруватість аерації. Використання чорноземів типових в умовах інтенсивного землеробства веде до зміни загальних фізичних властивостей, переважно в бік погіршення. Показники загальних фізичних властивостей чорноземів типових відображені у додатку П.

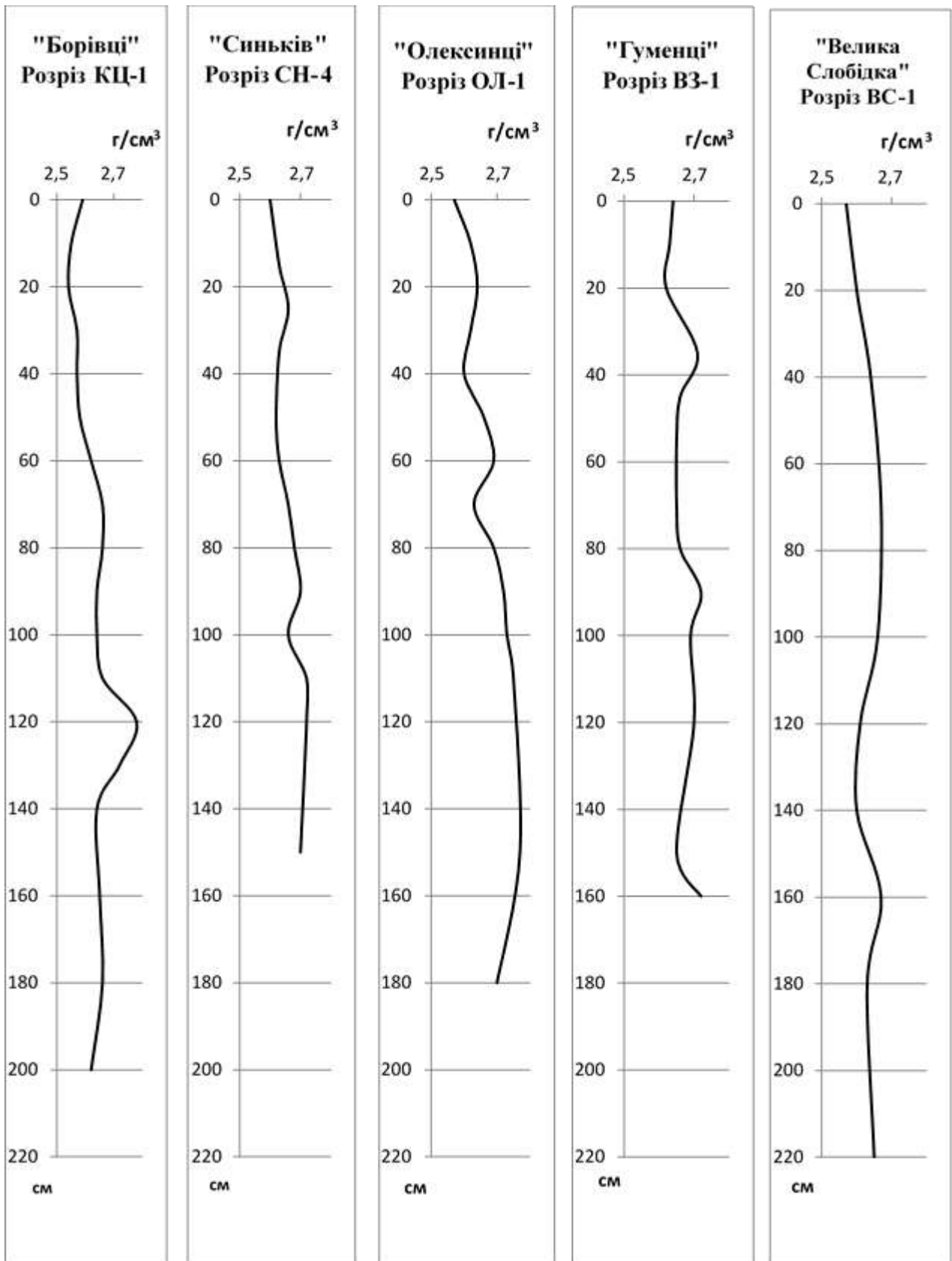
### 5.3.1. Щільність твердої фази

Щільність твердої фази є одним з найбільш стабільних параметрів ґрунту. Порівняно з іншими фізичними величинами його значення коливаються у вузьких межах і не підлягають значній динаміці. Величина щільності твердої фази залежить від хімічного і мінералогічного складу ґрунту. Показники щільності твердої фази чорноземів типових Придністерського Поділля і результати їхньої статистичної обробки наведені у таблиці 5.3 і відображені на рис. 12.

Таблиця 5.3

#### Дані статистичної обробки показників щільності твердої фази чорноземів типових Придністерського Поділля

Глибина, см	$n$	$\bar{x}$	$S$	$S_{\bar{x}}$	$S_{\bar{x}}, \%$	$V, \%$
0-10	5	2,59	0,03	0,01	0,50	1,11
10-20	5	2,60	0,04	0,02	0,61	1,37
20-30	5	2,61	0,04	0,02	0,71	1,59
30-40	5	2,63	0,05	0,02	0,85	1,91
40-50	5	2,62	0,04	0,02	0,67	1,49
50-60	5	2,65	0,02	0,01	0,40	0,90
60-70	5	2,66	0,02	0,01	0,31	0,70
70-80	5	2,66	0,02	0,01	0,28	0,62
80-90	5	2,68	0,02	0,01	0,42	0,93
90-100	5	2,69	0,04	0,02	0,68	1,52
100-110	5	2,68	0,04	0,02	0,59	1,31
110-120	5	2,71	0,06	0,03	1,00	2,24
120-130	5	2,70	0,06	0,03	0,93	2,07
130-140	5	2,68	0,07	0,03	1,09	2,44
140-150	5	2,68	0,05	0,02	0,84	1,88



**Рис. 12. Щільність твердої фази чорноземів типових Придністерського Поділля**



Дерновий процес ґрунтотворення накладає свій відбиток на величину і характер профільного розподілу щільності твердої фази. У межах ґрунтового профілю вона коливається у вузькому діапазоні показників, що зумовлено в першу чергу однорідністю мінералогічного складу лесової товщі. Середні значення величин щільності твердої фази поступово збільшуються від 2,59 г/см<sup>3</sup> в орному шарі до 2,70 г/см<sup>3</sup> – у материнській породі. Це викликано поступовим зменшенням у даному напрямку вмісту гумусу і незначним збільшенням піщанистості ґрунтової товщі, особливо другого метрового шару.

Корелятивний зв'язок між зміною вмісту дрібного піску та величиною щільності твердої фази помітний не лише у межах ґрунтового профілю, але й у географічному просторі. У межах гумусового профілю щільність твердої фази становить 2,59–2,66 г/см<sup>3</sup>. Мінливість варіаційного ряду показників щільності твердої фази дуже незначна (не більше 2,44 %), що опосередковано вказує на невелику різницю середніх величин даного показника в межах території дослідження.

### **5. 3. 2. Щільність будови**

Однією з важливих загальних фізичних властивостей ґрунту є щільність будови. Щільність будови відображає показники диференціальної шпаруватості (геометрію порового простору), визначає водо-, повітро- й теплообмін у ґрунті, співвідношення твердої фази та пор, кількість і міцність контактів між ґрунтовими часточками [13]. Гумусованість ґрунту, його біогенність і структурний стан впливають на щільність будови. Значна кількість органічної речовини сприяє розпушенню ґрунту. Оптимальна щільність будови ґрунтів для орного шару – 1,0–1,3 г/см<sup>3</sup>, за шпаруватості 55–60 %. У процесі ущільнення ґрунтів зменшується не тільки загальний об'єм шпар, але й їхній розмір, що впливає на стан кореневих волосків, які не можуть розвиватися при розмірі шпар, що менші за 10 мкм. Ущільнений ґрунт погано вбирає і фільтрує вологу, що за наявності грозових дощів сприяє збільшенню поверхневого стоку й ерозії, знижує вологозабезпечення рослин [8].

Тривалий обробіток із застосуванням важкої великогабаритної техніки, дуже часто в періоди з неоптимальною для даного агротехнічного заходу вологістю ґрунту, значно знижує його опір механічному навантаженню. Це викликає перегрупування в упаковці ґрунтової маси і зміну щільності будови верхніх горизонтів чорноземів типових. Таким чином, антропогенний вплив на чорноземи типові призводить до порушення природного стану їхнього складення. Результати статистичної обробки показників щільності будови приведені у таблиці 5. 4 і відображені на рис. 13.

Профіль чорноземів типових Придністерського Поділля відзначається наявністю двох максимумів щільності складення, що приурочені до плужної підшви у межах гумусово-акумулятивного горизонту і до материнської породи. В орному шарі щільність будови варіює в межах 1,12–1,33 г/см<sup>3</sup> (додаток П).

Таблиця 5. 4

**Дані статистичної обробки показників щільності будови чорноземів  
типових Придністерського Поділля**

Глибина, см	<i>n</i>	$\bar{x}$	<i>S</i>	$S_{\bar{x}}$	$S_{\bar{x}}, \%$	<i>V, %</i>
0-10	5	1,24	0,08	0,04	2,94	6,57
10-20	5	1,37	0,04	0,02	1,27	2,84
20-30	5	1,46	0,08	0,04	2,58	5,77
30-40	5	1,41	0,07	0,03	2,06	4,60
40-50	5	1,35	0,07	0,03	2,30	5,15
50-60	5	1,30	0,10	0,04	3,45	7,71
60-70	5	1,31	0,06	0,03	1,95	4,35
70-80	5	1,26	0,08	0,04	2,99	6,69
80-90	5	1,25	0,06	0,03	2,15	4,80
90-100	5	1,24	0,04	0,02	1,45	3,24
100-110	5	1,28	0,03	0,01	0,90	2,02
110-120	5	1,29	0,03	0,01	0,92	2,05
120-130	5	1,30	0,05	0,02	1,72	3,84
130-140	5	1,32	0,06	0,03	1,96	4,38
140-150	5	1,36	0,09	0,04	2,85	6,37

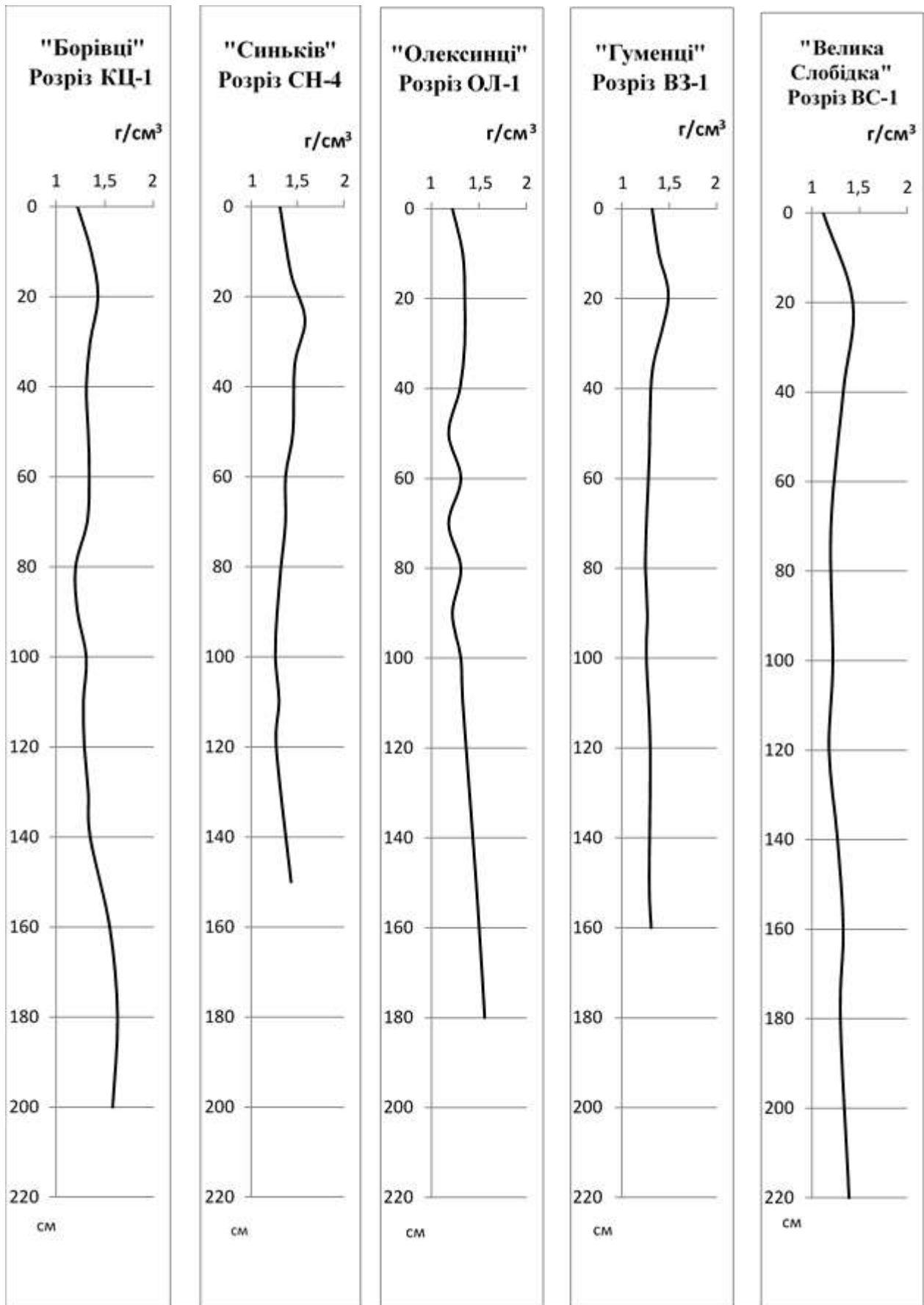


Рис. 13. Щільність будови чорноземів типових

Підорний шар зазнає регулярного сезонного переущільнення ґрунтообробними механізмами, внаслідок чого фізично виокремлюється у техногенний шар відносно щільного складення, з максимальною щільністю будови у плужній підшві 1,35–1,58 г/см<sup>3</sup>. З глибиною щільність будови поступово зменшується, досягаючи в шарі максимальних скупчень видимих міцелярних форм карбонатів найнижчих значень у межах ґрунтового профілю – 1,24 г/см<sup>3</sup>. Пухке структурне складення цього шару зумовлене, в першу чергу інтенсивною зоотурбацією ґрунтовою мезофауною, кристалізацією кальцій карбонатів і домінуванням у структурному складі середньозернистих агрегатів розміром 3–7 мм. З глибини 120–130 см щільність будови чорноземів типових поступово зростає і в межах материнської породи досягає максимальних рівноважних показників – 1,36 г/см<sup>3</sup> (табл 5. 4).

Спостерігається значне збільшення показників щільності будови материнської породи у чорноземах типових ключових ділянок “Борівці” і “Олексинці”, що пояснюється глибинним оглеєнням лесоподібного суглинку.

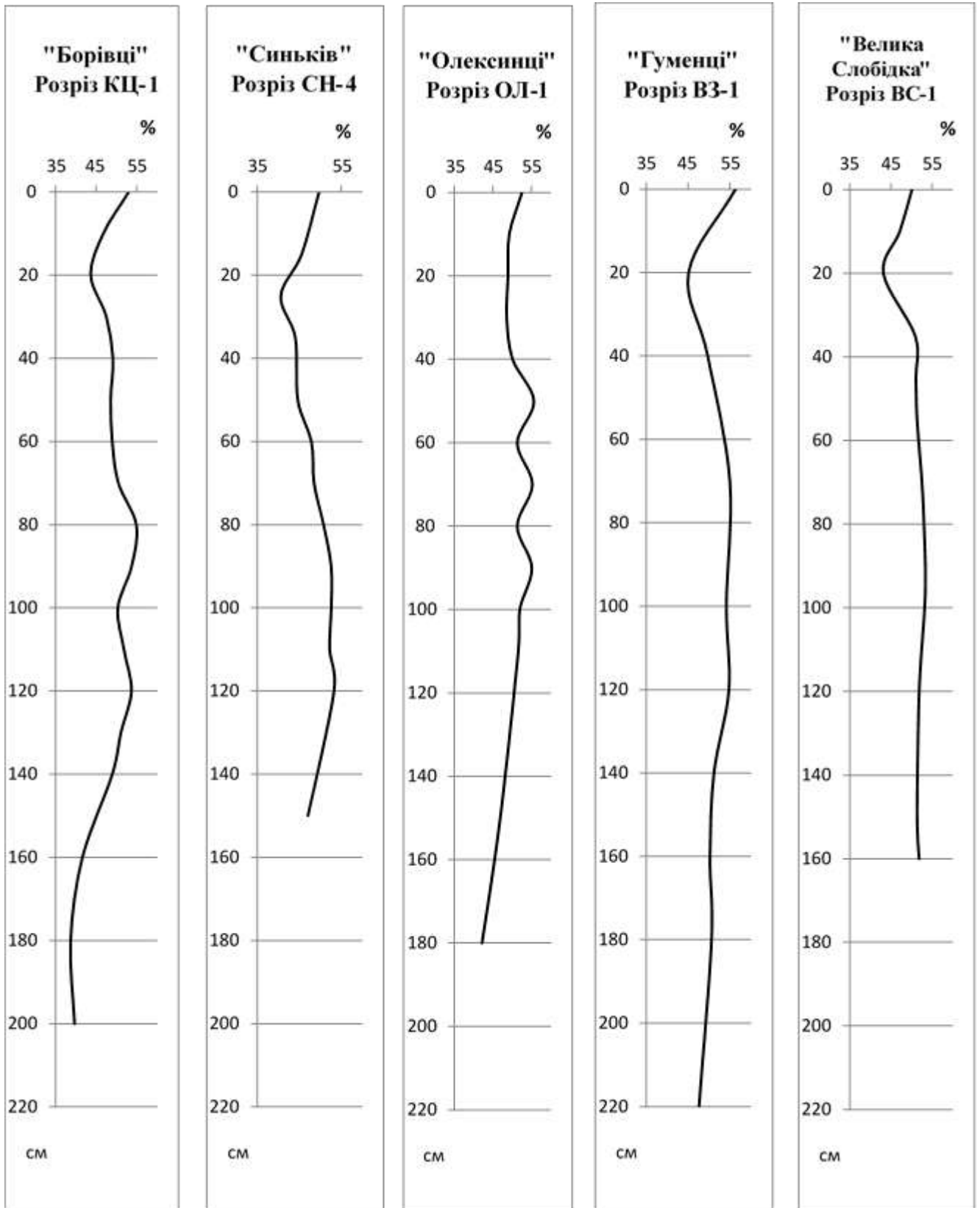
### 5. 3. 3. Шпаруватість і аерація

Показники шпаруватості залежать від гранулометричного складу ґрунту, його структурності та мікроагрегованості, біогенної активності і вмісту органічної речовини, в культурних ґрунтах – від культури землеробства. Середні значення шпаруватості чорноземів типових коливаються у межах 40–60 %. В орних ґрунтах рівноважні показники загальної шпаруватості часто знижуються до 30–40%, що вважається агрономічно несприятливим явищем. Шпаруватість зумовлює водно-повітряний режим і водно-фізичні властивості ґрунтів. Загальна шпаруватість є функцією від щільності будови, тому зі збільшенням щільності будови зменшується загальна шпаруватість ґрунту, а отже, погіршується його водопроникність і водомісткість. У ґрунтах, які тривалий час використовуються під посівами багаторічних трав, величина загальної шпаруватості спочатку знижується, а потім зростає за рахунок поліпшення структурного стану ґрунтів.

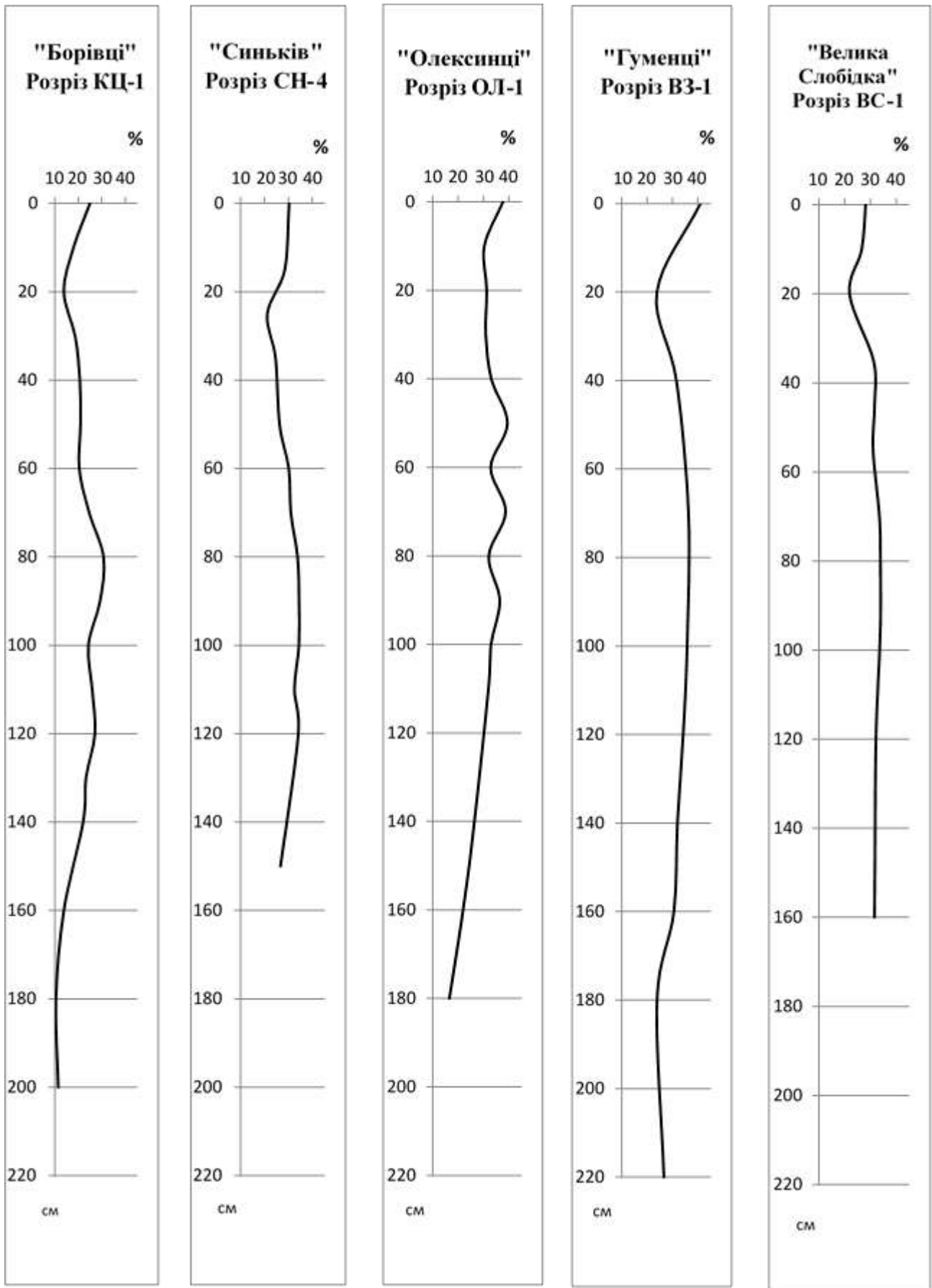
Шпаровий простір чорноземів типових на цілині може бути віднесений до бімодального типу (у ньому переважають дві групи шпар – більше 60, і менше 30 мкм). В умовах тривалого розорювання цей простір поступово трансформується до модального, з переважанням при рівноважній щільності ґрунту шпар тонших за 30 мкм.

У цілому, досліджувані ґрунти характеризуються високою (50–60%) загальною шпаруватістю на всю глибину прогумусованого профілю (160–180 см). Крива їхнього профільного розподілу корелює з величиною щільності будови. Найвищі показники загальної шпаруватості притаманні шару максимальних скупчень видимих міцелярних форм карбонатів (51–55 %), зменшуючись в бік плужної підшви (41–48 %). Проте, найнижчі показники спостерігаються в материнській породі – 38–40 %. Зменшення кількості шпар великих розмірів в умовах ріллі викликає зниження аерації ґрунтів. Незважаючи на ці обставини, чорноземи типові Придністерського Поділля відзначаються доброю аерацією гумусованої частини профілю. При польовій вологості 15–21 % шпаруватість аерації становить половину й більше від загального об'єму шпар. Результати загальної шпаруватості і шпаруватості аерації відображені на рис. 14 і 15.

Грудкувато-зерниста структура гумусового профілю, висока переритість перехідних горизонтів ґрунтовою мезофауною, пухке складення чорноземів визначили високі величини загальної шпаруватості (50–55 %) і шпаруватості аерації (30–35 %). Добра мікро- і макроагрегованість генетичних горизонтів чорноземів зумовлює оптимальні співвідношення агрегатної і міжагрегатної шпаруватості, забезпечуючи водно-повітряний режим досить сприятливий для активізації біохімічних процесів функціонування системи ґрунт–рослина.



**Рис. 14. Загальна шпаруватість чорноземів типових Придністерського Поділля**



**Рис. 15. Шпаруватість аерації чорноземів типових Придністерського Поділля**

## РОЗДІЛ 6

### ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ПРОЦЕСИ ТА ВЛАСТИВОСТІ

Дослідження характеру і напрямку хімічних і фізико-хімічних ґрунтових процесів дає змогу встановити закономірності ґрунтоутворення, з'ясувати генезу ґрунтів. У разі перетворення природних фітоценозів на агроценози важливими завданнями є вивчення зміни фізико-хімічних процесів, що відбуваються при культурному впливові на ґрунт [46].

#### 6. 1. Гумусовий стан

Акумулявання в чорноземах типових органічної речовини у формі гумусу має велике значення, оскільки гумус служить резервом поживних речовин для рослин. Поступове вивільнення цих речовин у процесі розкладання гумусу розглядається як один із важливих факторів стійкої родючості ґрунтів. Гумус сприятливо впливає на фізичні, фізико-хімічні і біохімічні властивості чорноземів типових, створюючи водночас стійке для рослин середовище.

Питаннями походження гумусу чорноземів займалися вже з 90-х рр. XIX ст. Ф. І. Рупрехту належить одне із найлаконічніших визначень степової природи чорноземів: “Чорнозем представляє собою питання ботанічне”. Бачення В. В. Докучаєва і П. А. Костичева про походження гумусового горизонту чорноземів відрізнялися. В. В. Докучаєв (1883) писав, що “... будь-який рослинний ґрунт, будь-який чорнозем, завжди утворювався і буде утворюватися на будь-якій корінній породі одночасно двома паралельними процесами: а) проникненням гумусу з поверхні і з верхніх ґрунтових горизонтів і б) за рахунок гниття коренів”. П. А. Костичев (1866) різко критикував можливість переміщення водорозчинного гумусу в чорноземних ґрунтах, вважаючи, що гумусовий горизонт чорноземів утворився виключно з кореневих залишків степових трав.



У потужному гумусовому горизонті чорноземів Євразії, відобразились якісні зміни гідротермічних умов від лісової зони до зони лісостепу і степу. Відбувся перехід від промивного типу водного режиму до періодично промивного і непромивного типів. Це викликало докорінні зміни умов водно-мінерального живлення рослин; звідси – кардинальна зміна типів рослинності, і як інтегральний результат всього цього – зміна підзолистого типу ґрунтоутворення на дерновий (чорноземний).

У літературних джерелах накопичено значну кількість фактичного матеріалу, який характеризує гумусовий стан чорноземів типових і його зміни в різних екологічних середовищах [9; 22; 99; 111; 122].

Основним фактором формування гумусового профілю чорноземів типових є біокліматичний. Будь-які його зміни відображаються на особливостях гумусового стану ґрунтів. У межах західної частини Придністерського Поділля чорноземи типові сформувались під пологом густої мезотичної різнотравно-злакової рослинності лучних степів і остепнілих лук. В південно-східній частині району дослідження, внаслідок зменшення кількості опадів і глибини промочування ґрунтів, багата мезотична рослинність доповнюється ксеротичною з меншою глибиною і густотою корневих систем. Потенційна забезпеченість мертвою органічною масою зменшується в південно-східному напрямку. Проте, формування гумусового профілю чорноземів типових визначається не стільки запасами цієї маси, скільки умовами гуміфікації продуктів розкладу й інтенсивністю прижиттєвих корневих виділень, що безпосередньо зв'язані з гідротермічним режимом ґрунтів. Найкращі умови для цих процесів здійснюються при оптимальному співвідношенні тепла і вологості ґрунту.

Результати досліджень гумусового стану чорноземів типових Придністерського Поділля приведені в таблиці 6.1. й відображені на рис. 16.

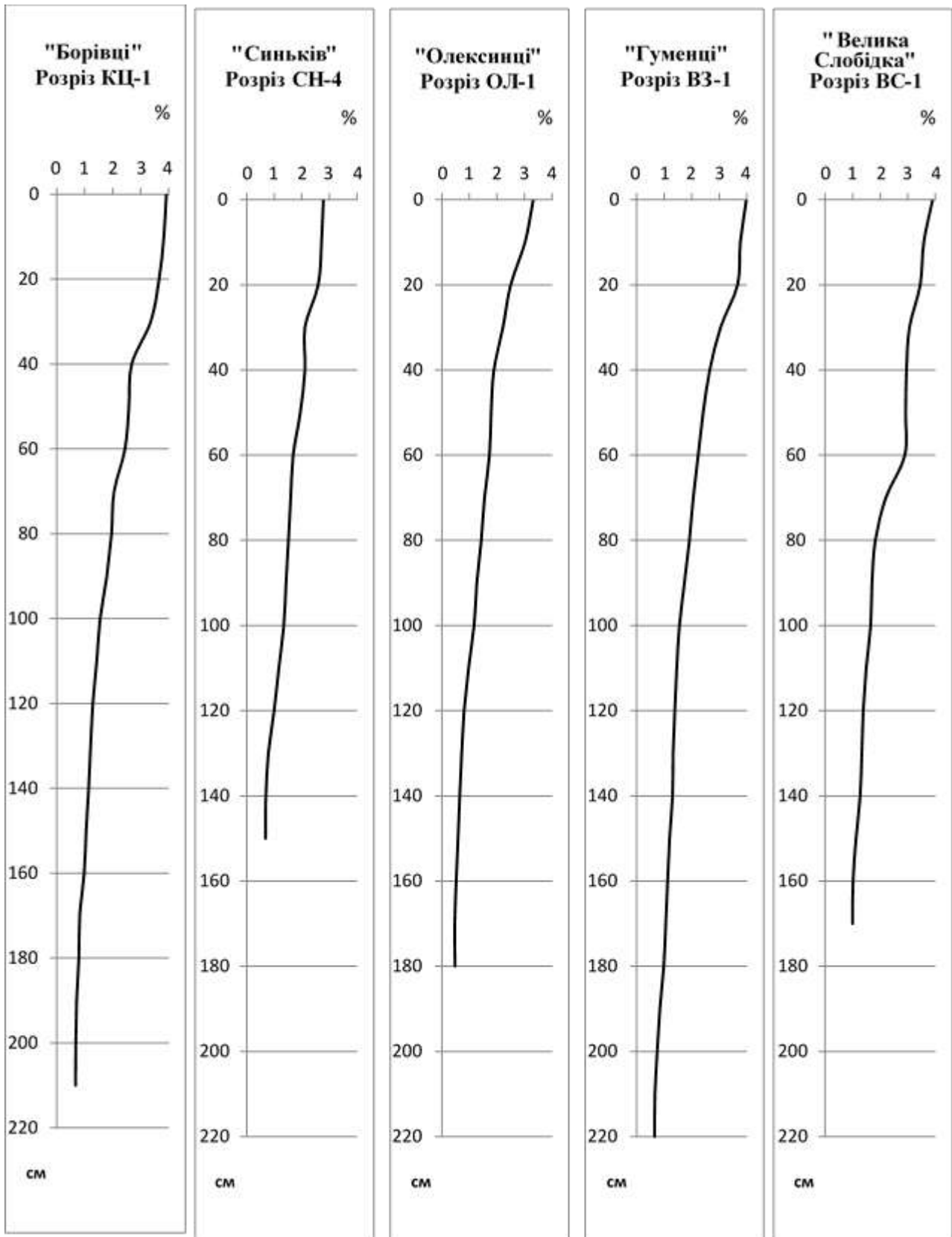
Внаслідок тривалого сільськогосподарського використання чорноземи типові втратили значну кількість гумусу [73]. За вмістом гумусу чорноземи типові території дослідження є малогумусними. Показники гумусу в орному

шарі становлять 3–4 %. На глибині 100 см вміст гумусу коливається в межах 1,42–1,79 %. Найбільші запаси гумусу в усіх досліджуваних розрізах чорноземів спостерігається у плужній підшві, що пояснюється високою щільністю даного шару. Вниз по профілю вміст гумусу зменшується на 0,2 % на кожні 10 см, де спостерігається поступове зниження гумусованості ґрунтової товщі в напрямку материнської породи. У гумусовому профілі чорноземів типових зосереджені значні запаси гумусу, які в метровому шарі коливаються в межах 400–500 т/га. Для досліджуваних ґрунтів характерний прогресивно-аккумулятивний тип розподілу гумусу з дуже повільним зниженням гумусованості з глибиною.

Таблиця 6.1

**Вміст (%) і запаси (т/га) гумусу в чорноземах типових Придністерського Поділля**

Глибина, см	“Борівці” Розріз КЦ-1		“Синьків” Розріз СН-4		“Олексинці” Розріз ОЛ-1		“Велика Слобідка” Розріз ВС-1		“Гуменці” Розріз ВЗ-1	
	%	т/га	%	т/га	%	т/га	%	т/га	%	т/га
0-10	3,92	47,82	2,78	36,42	3,32	40,50	3,98	44,58	3,90	51,48
10-20	3,83	52,09	2,71	38,75	3,02	40,17	3,76	53,76	3,58	49,76
20-30	3,66	52,34	2,59	40,92	2,50	33,75	3,66	52,34	3,45	51,41
30-40	3,36	45,36	2,11	31,02	2,22	29,97	3,04	43,16	3,06	40,70
40-50	2,68	35,11	2,11	27,51	1,89	24,57	2,65	35,25	2,95	38,35
50-60	2,58	34,31	1,94	28,13	1,79	21,12	2,41	30,12	2,92	37,96
60-70	2,44	32,70	1,68	23,02	1,73	22,66	2,23	27,20	2,89	37,28
70-80	2,05	27,06	1,59	21,78	1,55	18,29	2,05	24,60	2,20	27,72
80-90	1,96	23,52	1,51	19,93	1,43	18,73	1,91	22,72	1,82	22,75
90-100	1,79	21,84	1,42	18,18	1,27	15,49	1,73	20,76	1,70	21,59
100-110	1,55	20,31	1,34	16,88	1,17	15,33	1,55	18,91	1,65	20,79
110-120	1,43	18,30	1,16	15,08	0,97	12,90	1,45	18,27	1,49	19,07
120-130	1,29	16,64	0,99	12,57	0,81	11,09	1,38	16,28	1,38	17,94
130-140	1,21	16,09	0,78	10,37	0,72	10,08	1,32	16,36	1,33	17,29
140-150	1,14	15,39	0,69	9,87	0,65	9,56	1,30	16,51	1,27	16,38
150-160	1,05	15,22	–	–	0,59	9,38	1,19	15,82	1,12	14,56
160-170	0,98	15,19	–	–	0,52	7,95	1,12	14,90	0,87	13,23
170-180	0,82	13,03	–	–	0,47	7,33	1,05	13,65	–	–
180-190	0,79	12,88	–	–	–	–	0,98	12,74	–	–
190-200	0,71	11,36	–	–	–	–	0,84	11,08	–	–
200-210	0,68	10,74	–	–	–	–	0,74	10,28	–	–
220-230	–	–	–	–	–	–	0,66	9,17	–	–
0-20	–	99,91	–	75,17	–	80,67	–	98,34	–	101,24
0-50	–	232,72	–	174,62	–	168,96	–	229,09	–	231,7
0-100	–	372,15	–	285,66	–	265,25	–	354,49	–	379
0-200	–	526,56	–	–	–	–	–	509,01	–	–



**Рис. 16. Вміст гумусу в чорноземах типових Придністерського Поділля**

Дослідження гумусового стану ґрунтів передбачає і вивчення якісного складу гумусу, що має не тільки теоретичне, але й велике практичне значення.

Встановлено, що природа та властивості гумусових речовин, якісний склад гумусу тісно пов'язані з особливостями генези ґрунтів. Вивчення якісного складу органічної речовини має сприяти удосконаленню класифікації та систематики ґрунтів [92].

Якість гумусу оцінюють за показниками ступеня гуміфікації, результатами фракційного та групового складу, а також природою гумінових кислот. Груповий склад гумусу характеризує вміст гумінових кислот, фульвокислот і гумінів. Фракційний склад гумусу є функцією кислотності ґрунтів, ступеня мінералізації ґрунтового розчину та мінералогічного складу мулистій фракції ґрунтів [117].

Агрономічна цінність гумусу значною мірою визначається співвідношенням у ньому гумінових і фульвокислот. При переважаючому синтезі гумінових кислот у ґрунті чітко виражений гумусовий горизонт, що відзначається високим рівнем родючості. Такі ґрунти характеризуються водостійкою структурою, багаті органічними формами Нітрогену та іншими елементами живлення рослин. У разі інтенсивного утворення фульвокислот, ґрунти легко збіднюються лужними катіонами та іншими елементами, характеризуються кислою реакцією середовища, стають безструктурними [123].

Найбільш інформативним показником, за всієї його умовності, є відношення кількості Карбону гумінових кислот до кількості Карбону в складі фульвокислот ( $C_{гк} : C_{фк}$ ). Цей показник відображає зрілість ґрунту, він максимальний у ґрунтах із найбільшою біологічною активністю. У землеробстві ґрунти із найбільшою величиною  $C_{гк} : C_{фк}$  є найпродуктивнішими, вони найстійкіші до ерозії, дефляції, здатні знижувати токсичний вплив забруднюючих речовин.

Результати дослідження фракційно-групового складу приведені у таблиці 6.2 та відображені на рис. 17 і 18.

Таблиця 6. 2

## Фракційно-груповий склад гумусу (% від загального органічного С)

Розріз	Глибина	Гумус	Сзаг, %	Гумінові кислоти				Фульвокислоти					Сума фракцій	Гумін	Сгк : Сфк	ГК1 : ФК1+1а	ГК2 : ФК2	ГК3 : ФК3
				1	2	3	сума	1а	1	2	3	сума						
КЦ-1	0-15	3,77	2,19	3,20	26,94	5,94	36,08	2,28	5,02	10,05	4,57	21,92	58,00	42,00	1,65	0,44	2,68	1,30
	40-50	3,27	1,90	2,58	29,00	5,26	36,84	2,63	3,68	10,74	4,53	21,58	58,42	41,58	1,71	0,41	2,70	1,16
	70-80	2,38	1,38	1,72	34,86	4,35	40,93	3,62	2,17	13,42	5,80	25,01	65,94	34,06	1,64	0,30	2,60	0,75
	120-130	1,50	0,87	1,15	22,08	5,75	28,98	3,45	1,15	27,34	5,75	37,69	66,67	33,33	0,77	0,25	0,81	1,00
ВЗ-1	0-10	3,80	2,18	1,23	29,01	5,56	35,80	3,09	1,23	9,88	7,41	21,61	57,41	42,59	1,66	0,28	2,94	0,75
	25-35	2,22	1,29	0,78	27,81	6,63	35,22	3,88	0,00	9,75	6,20	19,83	55,05	44,95	1,78	0,20	2,85	1,07
	45-55	1,93	1,12	0,89	31,25	4,46	36,6	3,57	0,89	6,25	4,46	15,17	51,77	48,23	2,41	0,20	5,00	1,00
ОЛ-1	0-12	2,65	1,54	2,60	22,08	5,84	30,52	3,25	3,25	14,94	5,84	27,28	57,80	42,20	1,12	0,40	1,48	1,00
	20-30	2,34	1,36	1,47	29,41	5,15	36,03	2,94	3,68	11,76	4,41	22,79	58,82	41,18	1,58	0,22	2,50	1,17
	60-70	1,58	0,92	1,09	29,35	6,52	36,96	4,35	2,17	11,96	3,26	21,74	58,70	41,30	1,70	0,17	2,45	2,00

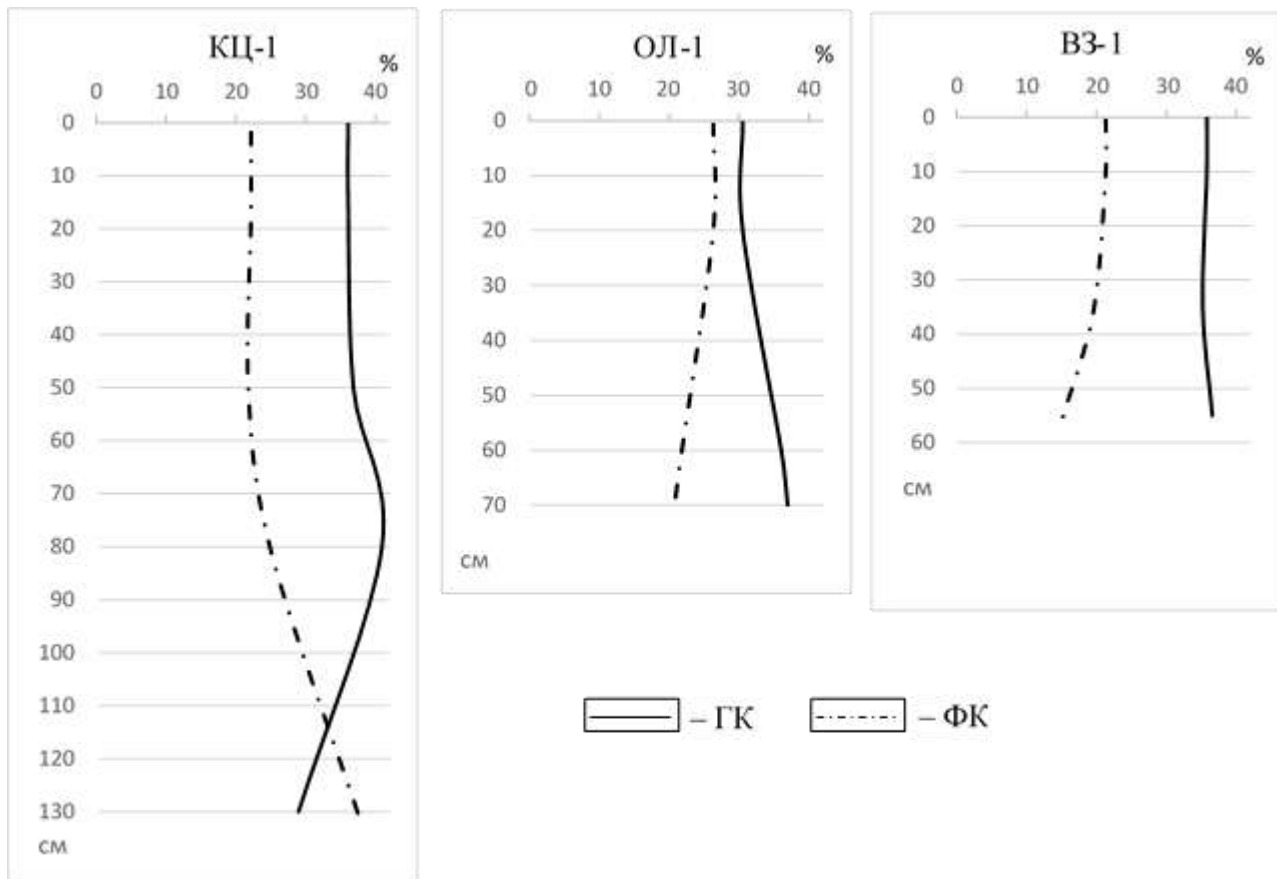


Рис. 17. Профільний розподіл гумінових і фульвокислот у чорноземах типових Придністерського Поділля

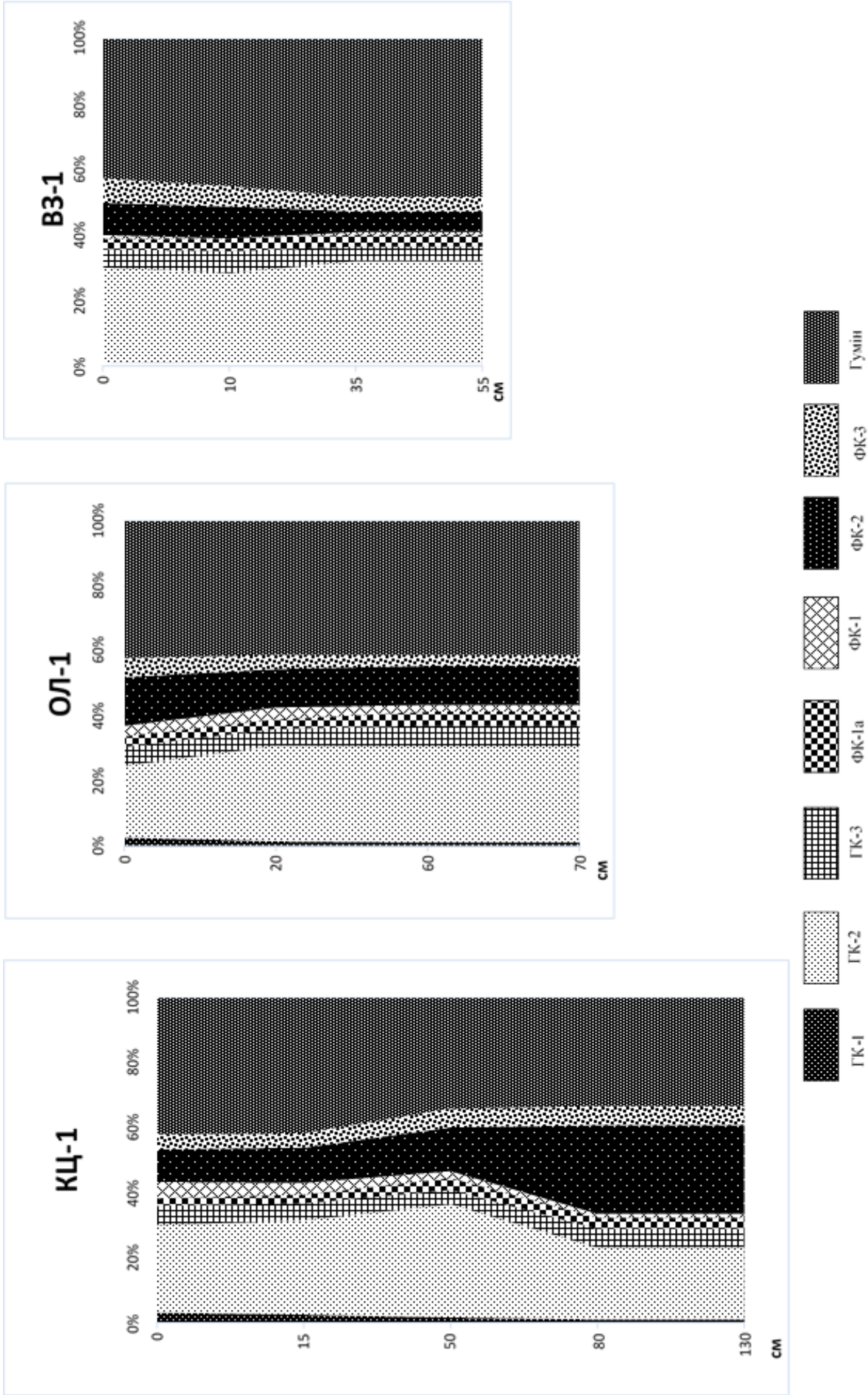


Рис. 18. Фракційно-груповий склад гумусу (% від загального органічного С)

Якісний склад гумусу чорноземів типових всіх ключових ділянок відносно однаковий (табл. 6. 2). У складі гумусу до глибини 90–100 см переважають гумінові кислоти. По відношенню С гумінових кислот до загального органічного С, чорноземи території досліджень відзначаються високим і дуже високим ступенем гуміфікації органічної речовини. Найвищий (36–41 %) він у чорноземах ключової ділянки “Борівці”, зменшуючись у напрямку посилення континентальності гідротермічних умов до 30–36 % і 35–36 %, відповідно у чорноземах ключових ділянок “Олексинці” і “Туменці”.

Найвищі показники вмісту гумінових кислот (36–41 %) спостерігаються в межах контакту з карбонатним профілем, нижче якого їхня кількість поступово зменшується, в чому проявилась важлива хімічна властивість гумінових кислот – здатність осаджуватись з розчинів надлишком кальцію. Крива профільного розподілу гумінових кислот має випуклу форму в середній або нижній частині гумусового профілю. Такий “натічний” характер має саме крива гумінових кислот, а не фульвокислот, вміст яких, навпаки, переважно зменшується в середній або нижній частинах і починає різко переважати в гумусі тільки за межами гумусового профілю (рис.16). Така поведінка гумінових і фульвокислот у профілі чорноземів типових вказує на наявність хімічного бар'єру в формі карбонатного горизонту виключно для гумінових кислот.

З глибини нижньої границі гумусового профілю (біля 100 см) вміст гумінових кислот різко зменшується. Незважаючи на надлишок карбонатів кальцію, невеликі кількості гумінових кислот все ж проходять крізь їхню товщу. Вони характеризуються низькою оптичною густиною і, очевидно, нездатністю осаджуватись навіть значним надлишком кальцій карбонату в карбонатному горизонті. Природа цих високоміграційних фракцій гумінових кислот досі невідома, але їх наявність у долішніх горизонтах гумусового профілю не залишає сумнівів про інфільтраційне походження цих речовин, що підтверджує гіпотезу В. Докучаєва [29].

Таким чином у чорноземах типових Придністерського Поділля

спостерігається явище своєрідної помірної міграції гумінових кислот, завдяки чому в основному формується в даних ґрунтах потужний гумусовий профіль, його середня і нижня частини утворились в значній мірі шляхом інфільтрації гумінових кислот, причому в основному гуматів кальцію.

У складі гумінових кислот чорноземів типових переважають гумати кальцію (ГК-2), причому найбільша їхня кількість (29–35 %) зосереджена на межі контакту гумусового і карбонатного профілів. Випуклий характер кривих розподілу фракції 2 гумінових кислот і різке зменшення її вмісту тільки глибше 100 см, свідчить про високу міграційну здатність цієї фракції гумусу й можливість істотного осадження лише значним надлишком карбонатів кальцію. Інтенсивність процесів міграції фракції ГК-2 зменшується в напрямку посилення відносної континентальності гідротермічних умов.

Серед гумінових кислот найменший відсоток (0,7–3,2 %) належить фракції ГК-1, присутність якої спостерігається в межах всього гумусового профілю, що зайвий раз підтверджує наявність глибоких міграцій гумінових кислот в умовах вологого клімату Придністерського лісостепу. Основні її акумуляції приурочені до гумусово-акумулятивного горизонту.

Вміст фракції гумінових кислот зв'язаних із стійкими півтораоксидами і глинистими мінералами (ГК-3) не високий (4,35–6,63 %) і слабодиференційований по профілю, відзначаючись при цьому тенденцією до збільшення у нижній частині гумусового профілю.

Серед фульвокислот, кількість яких не перевищує 38 % від загального органічного С, переважаючою є зв'язана з кальцієм фракція ФК-2. Відсоток фракції ФК-1а дуже низький (2,28–4,35 %) і характеризується незначним збільшенням з глибиною. Вміст фракції ФК-1 коливається до 5,02% з тенденцією до зменшення з глибиною.

При освоєнні чорноземів типових змінюється співвідношення процесів гуміфікації і мінералізації. У випадку використання чорноземів без застосування органічних добрив, процеси мінералізації рослинних залишків і гумусу більш активні, а баланс гумусу дефіцитний. Проте, при застосуванні



комплексу меліоративних заходів можна не тільки запобігти втратам гумусу, але й збільшити їхній вміст. Такий комплекс заходів має включати: поповнення ґрунту органічними речовинами, зокрема посів багаторічних трав і пожнивних культур, залишення більш високої стерні зернових культур; мінімізація обробітку; створення оптимальних співвідношень культур в сівозмінах для зменшення втрат гумусу; застосування меліорантів, які б забезпечили посилення фіксації ґрунтом новоутворених гумусових речовин [30].

## **6. 2. Оптична густина гумусових кислот**

Застосування органічних і мінеральних добрив знижує оптичну густину гумінових кислот чорноземів типових, що зумовлено збільшенням частки молодих, менш конденсованих молекул у зв'язку з інтенсивним гумусоутворенням. Посилюється міграційна здатність гумусових кислот, що викликана збільшенням валових запасів гумусу не тільки у верхніх, але і в нижніх горизонтах ґрунту. Це безпосередньо пов'язано із збільшенням частки активного, воднопептизованого гумусу.

Гумусові речовини, виділені з різних ґрунтів або навіть з різних генетичних горизонтів одного ґрунту, мають неоднакове забарвлення, що є наслідком різних умов поглинання світлових хвиль. Згідно із сучасними уявленнями, колір гумусових кислот і відповідно характер їхніх електронних спектрів, зумовлені розвинутою системою подвійних С—С зв'язків. У таких ланцюгах одинарні Карбон-Карбонові зв'язки чергуються з подвійними. Частина ланцюга в молекулах гумусових кислот представляє собою циклічні системи, а частина – аліфатичні ланцюги чи мостики, що зв'язують циклічні структури [75]. Значний внесок у вивчення оптичних властивостей гумусових кислот зробили японські дослідники К. Кумада, О. Сато, С. Куватсука, К. Тсутсукі [123].

Вимірювання оптичної густини гумінових кислот стало одним із важливих заходів при ґрунтово-генетичних дослідженнях. Проте, недостатньо уваги приділялося провінційним особливостям гумусових кислот і варіюванню їхніх оптичних властивостей у межах ґрунтового профілю. Важливим завданням є також вивчення зміни оптичних властивостей гумусових кислот при сільськогосподарському освоєнні ґрунтів.

Оптична густина гумусових речовин характеризує співвідношення між молекулами ароматичних і аліфатичних структур, ступінь конденсованості ароматичного ядра гумусових речовин, відображає ґрунтово-кліматичні умови гумусоутворення і свідчить про такі властивості гумусових речовин, як гідрофільність, рухомість, схильність до утворення комплексних сполук цих речовин [55].

Визначення величин оптичної густини гумінових кислот проводилось у витяжці 2 (0,1 н NaOH після декальцинації) в широкому діапазоні хвиль у видимій частині спектра, без попереднього вирівнювання гумінових розчинів за вмістом Карбону. Оптичну гуστину гумінових кислот 1 і 3 фракцій визначали при довжині хвиль 430 нм, а також при 465 нм і 665 нм (для обчислення коефіцієнта забарвлення). Результати досліджень виражали як показник  $E_{\text{ГК}}$ , мг/мл (коефіцієнт оптичної густини при концентрації екстинції), який отримували шляхом арифметичного ділення величин оптичної густини на вміст у розчині Карбону гумінових кислот у мг/мл, враховуючи товщину шару пропускання і розведення розчину. Коефіцієнт оптичної густини при концентрації гумінових кислот 0,01 мг/мл ( $E_{1\text{ см}, 465\text{ нм}}^{0,001\% \text{ ГК}}$ ) визначали під час перерахунку за формулою Бугера-Бера.

Ми не досліджували оптичні властивості фульвокислот чорноземів типових, оскільки на сьогоднішній день остаточно ще не з'ясована природа цих речовин і не розроблено градації, за якою можна було б оцінити показники оптичної густини цієї групи гумусових кислот. Оптична густина кислотно-розчинної фракції характеризує не стільки власне фульвокислоти, скільки їхній

відносний вміст у суміші кислото-розчинних сполук. Тому для характеристики фульвокислот визначення коефіцієнтів екстинції в кислото-розчинних фракціях недоцільне.

Дослідженнями ґрунтознавців встановлено, що найбільший інтерес мають дані з визначення оптичної густини гумінових кислот, зв'язаних з Кальцієм (0,1 н NaOH витяжка після декальцинації). Гумінові кислоти цієї фракції є найбільш оптично щільними, порівняно з іншими фракціями гумінових кислот чорноземів типових. Величина оптичної густини гумінових кислот фракцій 1+2 залежить не тільки від оптичної густини складових її компонентів, тобто гумінових кислот фракцій 1 і 2, але й від співвідношення між ними. Очевидно, що величина оптичної густини фракції ГК-1+2 є заниженою, порівняно із оптичною густиною власне фракції гумінових кислот, зв'язаних з Кальцієм, оскільки 0,1 н NaOH витяжка після декальцинації містить і ГК-1, які характеризуються низькою оптичною густиною.

Важливим є порівняльне співставлення величин оптичної густини гумусових речовин всього ґрунтового профілю у вигляді профільної кривої. Такий спосіб особливо бажаний для введення у практику ґрунтово-аналітичних робіт при географо-генетичних ґрунтових дослідженнях [78].

Результати дослідження оптичної густини гумусових речовин чорноземів типових наведені в таблицях 6. 3–6. 5.

Таблиця 6. 3

**Коефіцієнти оптичної щільності гумінових кислот ( $E_{ГК}$ , мг/мл)  
фракції ГК-1**

Розріз	Глибина відбору зразка, см	$C_{заг}$ , %	Довжини хвиль, нм							
			$E_{430}$	$E_{465}$	$E_{496}$	$E_{533}$	$E_{574}$	$E_{619}$	$E_{665}$	$E_{726}$
КЦ-1	0-15	2,19	10,43	6,82	4,74	3,06	1,94	1,21	0,77	0,47
	40-50	1,90	8,47	5,83	4,13	2,80	1,93	1,40	1,07	0,93
	70-80	1,38	12,20	8,30	5,70	3,60	2,30	1,50	1,00	0,70
	120-130	0,87	6,90	4,80	3,40	2,20	1,40	1,00	0,70	0,60
ВЗ-1	0-10	2,18	9,20	5,85	4,00	2,45	1,50	0,90	0,55	0,35
	25-35	1,29	10,10	6,60	4,50	2,90	1,90	1,20	0,80	0,60
	45-55	1,12	6,80	4,50	3,10	2,00	1,30	0,70	0,50	0,40
ОЛ-1	0-12	1,54	7,90	5,03	3,40	2,18	1,43	0,88	0,60	0,43
	20-30	1,36	7,90	5,10	3,45	2,25	1,45	0,80	0,50	0,40
	60-70	0,92	7,30	4,80	3,20	2,20	1,40	0,90	0,60	0,50

Таблиця 6. 4

**Коефіцієнти оптичної густини гумінових кислот ( $E_{ГК}$ , мг/мл) фракції  
ГК-1+2**

Розріз	Глибина відбору зразка, см	$C_{заг}$ , %	Довжини хвиль, нм							
			$E_{430}$	$E_{465}$	$E_{496}$	$E_{533}$	$E_{574}$	$E_{619}$	$E_{665}$	$E_{726}$
КЦ-1	0-15	2,19	2,19	8,70	7,17	5,94	4,70	3,65	2,71	1,97
	40-50	1,90	1,90	17,36	14,43	12,11	9,66	7,45	5,59	4,09
	70-80	1,38	1,38	32,82	26,81	22,16	17,33	13,19	9,49	6,73
	120-130	0,87	0,87	27,55	22,04	17,96	14,0	10,58	7,60	5,28
ВЗ-1	0-10	2,18	2,18	20,50	16,59	13,82	10,92	8,34	6,24	4,53
	25-35	1,29	1,29	18,28	14,80	12,15	9,43	7,25	5,30	3,83
	45-55	1,12	1,12	29,60	24,33	20,05	15,65	11,98	8,83	6,28
ОЛ-1	0-12	1,54	1,54	9,33	7,62	6,27	4,93	3,78	2,79	2,02
	20-30	1,36	1,36	20,35	16,76	13,78	10,89	8,38	6,21	4,48
	60-70	0,92	0,92	17,95	14,41	11,82	9,18	6,91	4,95	3,45

Таблиця 6. 5

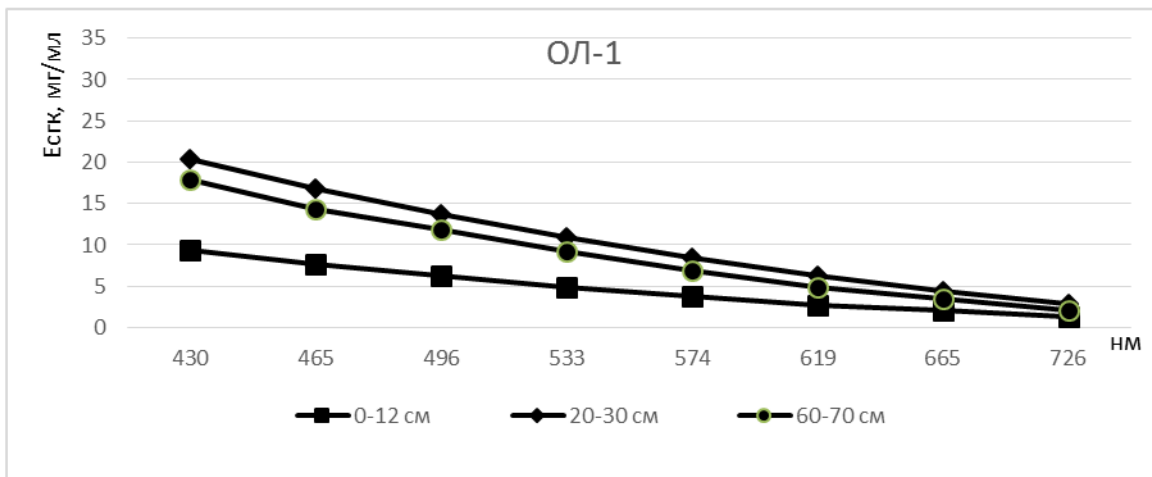
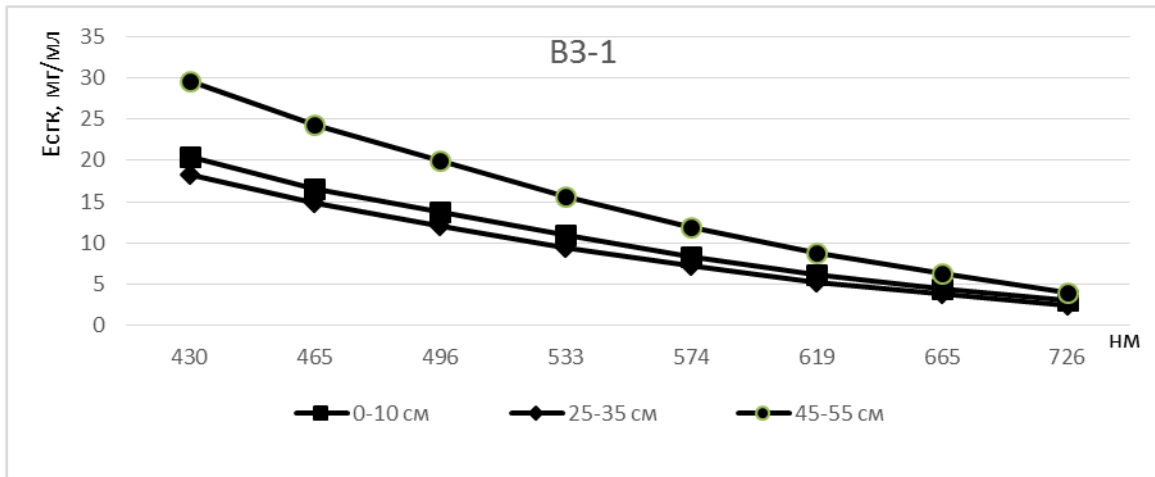
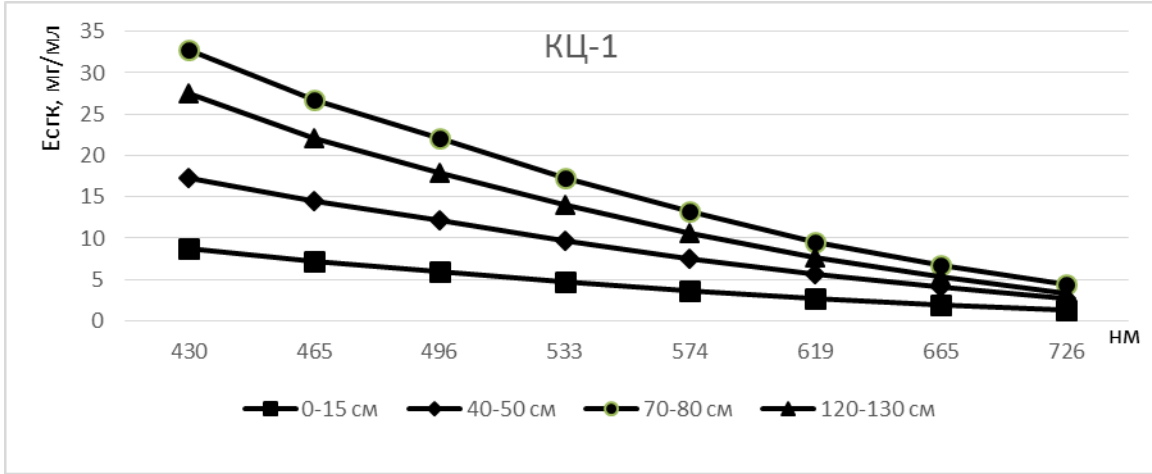
**Коефіцієнти оптичної густини гумінових кислот ( $E_{ГК}$ , мг/мл)  
фракції ГК-3**

Розріз	Глибина відбору зразка, см	$C_{заг}$ , %	Довжини хвиль, нм							
			$E_{430}$	$E_{465}$	$E_{496}$	$E_{533}$	$E_{574}$	$E_{619}$	$E_{665}$	$E_{726}$
КЦ-1	0-15	2,19	7,62	5,84	4,69	3,63	2,77	2,07	1,51	1,01
	40-50	1,90	10,44	8,21	6,74	5,35	4,13	3,14	2,29	1,56
	70-80	1,38	7,85	6,13	4,92	3,82	2,87	2,10	1,48	0,96
	120-130	0,87	5,72	4,50	3,60	2,80	2,10	1,54	1,08	0,68
ВЗ-1	0-10	2,18	8,98	6,79	5,43	4,21	3,19	2,38	1,70	1,12
	25-35	1,29	13,09	10,72	8,98	7,27	5,72	4,42	3,32	2,28
	45-55	1,12	5,16	4,03	3,26	2,48	1,88	1,38	0,98	0,64
ОЛ-1	0-12	1,54	8,18	6,14	4,48	3,77	2,82	2,07	1,46	0,94
	20-30	1,36	8,09	6,44	5,23	4,08	3,13	2,34	1,67	1,09
	60-70	0,92	6,37	5,08	4,08	3,18	2,43	1,82	1,28	0,80

Як видно з таблиць 6. 4–6. 5 коефіцієнти оптичної щільності гумінових кислот 0,1 н NaOH-витяжки після декальцинації є найвищими у чорноземах ключової ділянки “Борівці”, досягаючи показників 32,82 (при довжині хвилі 430 нм). У підорному горизонті відзначається збільшення оптичної густини гумінових кислот фракції 1+2, що корелює із збільшенням у цьому горизонті фракції ГК-2. Величини коефіцієнтів оптичної густини фракції ГК-1 і ГК-3 знижуються вниз по профілю.

Зниження оптичної густини вільних гумінових кислот у гумусовому перехідному горизонті свідчить, очевидно, про значну рухомість цих кислот у профілі ґрунтів. Вниз по профілю рухаються менш “зрілі” гумінові кислоти чи продукти їхньої деструкції (бічні ланцюги), які відзначаються нижчою оптичною густиною. Збільшення в підорному горизонті оптичної густини фракції ГК-3 пояснюється ліпшою, порівняно з орним горизонтом, структурованістю молекул гумінових кислот, зв’язаних з глинистими мінералами.

Побудовано графіки, на яких відображено залежність величини коефіцієнтів екстинції  $E_{ГК1+2}$  розчину від довжини хвилі в різних генетичних горизонтах досліджуваних ґрунтів (рис. 19.).



**Рис. 19. Спектри поглинання гуматів натрію чорноземів типових для різних довжин хвиль (0,1 н NaOH-витяжка)**

Гумінові кислоти досліджуваних ґрунтів відзначаються тим, що у них немає чітко виражених максимумів поглинання у видимій області спектра. Відповідні спектри поглинання виглядають як пологі криві з поступовим зменшенням оптичної густини від коротших довжин хвиль (430 нм) до довгих (726 нм). В області довгих довжин хвиль величини коефіцієнтів оптичної густини гумінових кислот з різних горизонтів варіюють у незначних інтервалах. Максимальною оптичною щільністю при всіх довжинах хвиль характеризуються гумусові перехідні горизонти.

Доцільно характеризувати оптичну густину гумінових кислот при їхній концентрації 0,01 мг/мл, довжині хвилі 465 нм і товщині кювети 1 см ( $E_{1\text{см},465\text{ нм}}^{0,001\% \text{ГК}}$ ). Коефіцієнти оптичної густини та коефіцієнти забарвлення подано в таблиці 6. 6.

Таблиця 6. 6

**Коефіцієнт оптичної густини ( $E_{1\text{см},465\text{ нм}}^{0,001\% \text{ГК}}$ ) та коефіцієнт забарвлення ( $E_{465}:E_{665}$ ) фракцій ГК**

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Вміст Сзаг, %	ГК-1		ГК-1+2		ГК-3	
			$(E_{1\text{см},465\text{ нм}}^{0,001\% \text{ГК}})$	$E_4:E_6$	$(E_{1\text{см},465\text{ нм}}^{0,001\% \text{ГК}})$	$E_4:E_6$	$(E_{1\text{см},465\text{ нм}}^{0,001\% \text{ГК}})$	$E_4:E_6$
КЦ-1								
Н <sub>орн</sub>	0-15	2,19	0,07	8,9	0,07	3,6	0,06	3,9
Н <sub>п/орн</sub>	40-50	1,90	0,06	5,4	0,14	3,5	0,08	3,6
Н <sub>рк</sub>	70-80	1,38	0,08	8,3	0,27	4,0	0,06	4,1
Н <sub>Рк</sub>	120-130	0,87	0,05	6,9	0,22	4,2	0,05	4,2
ВЗ-1								
Н <sub>орн</sub>	0-10	2,18	0,06	10,6	0,17	3,7	0,07	4,0
Н <sub>п/орн</sub>	25-35	1,29	0,07	8,3	0,15	3,9	0,11	3,2
Н <sub>рк</sub>	45-55	1,12	0,05	9,0	0,24	3,9	0,04	4,1
ОЛ-1								
Н <sub>орн</sub>	0-12	1,54	0,05	8,4	0,08	3,8	0,06	4,2
Н <sub>п/орн</sub>	20-30	1,36	0,05	10,2	0,17	3,7	0,06	3,9
Н <sub>р</sub>	60-70	0,92	0,05	8,0	0,14	4,2	0,05	4,0

За цим показником оптична густина гумінових кислот фракції 1+2 в межах профілю є досить значною і коливається в межах 0,07–0,27. Оптична

густина вільних гумінових кислот ГК-1 є низькою 0,05–0,08, а фракції ГК-3 становить 0,04–0,11.

Для порівняння характеристики оптичних властивостей гумусових кислот використовують відношення коефіцієнтів екстинції при довжинах хвиль 465 і 665 нм ( $E_4:E_6$ ). Показник відношення  $E_4 : E_6$  не залежить від концентрації Карбону в розчині та є характерною величиною для гумінових кислот різних ґрунтів. Чим вужче це відношення, тим більша участь концентрованого ароматичного ядра і відповідно менша – аліфатичних бічних ланцюгів у побудові молекул гумусових речовин.

Співвідношення  $E_4 : E_6$  у гумінових кислотах фракції 3 коливається в діапазоні 3,2–4,2, при чому найнижчі показники спостерігаються в підорному горизонті (3,2–3,9). Фракція ГК-1 відзначається найвищими значеннями коефіцієнтів забарвлення – 5,4–10,6, що свідчить, очевидно про генетичну близькість гумінових кислот цієї фракції до фульвокислот.

Отже, розподіл величин оптичної густини гумінових кислот по профілю досліджуваних ґрунтів не корелює з розподілом по профілю гумусу; найбільші показники оптичної густини гумінових кислот пов'язані з підвищеним вмістом гуматів Кальцію. Вільні гумінові кислоти (ГК-1) характеризуються найнижчою оптичною густиною та найвищими коефіцієнтами забарвлення. Це, очевидно, можна пояснити меншим віком гумінових кислот цієї фракції, порівняно з іншими фракціями, постійним поновленням цих гумінових кислот і, як наслідок, незначною структурованістю молекул, їхньою схожістю із фульвокислотами.

Показники оптичної густини гумусових речовин слід розглядати як додатковий матеріал для вивчення фракційно-групового складу гумусу ґрунтів, який дає змогу отримати характеристику природи гумусових речовин, а отже, і пояснити їхній генезис.



### 6. 3. Кислотно-основні властивості

Інтегральним показником ґрунтових режимів чорноземів типових є величина рН водної суспензії, яка зв'язана певним чином зі ступенем вилугуваності ґрунту від карбонатів. Значення окисно-відновного потенціалу (ОВП) при реакції середовища близькій до нейтральної, дозволяє віднести чорноземи типові до ґрунтів з оптимальним забезпеченням рослин залізом, марганцем і нітратами. Незважаючи на те, що чорноземи типові відрізняються високою кислотною буферністю, їхнє сільськогосподарське використання супроводжується систематичним розпушенням, мінералізацією гумусу, застосуванням добрив, що призводить до помітного підвищення рН, що може погіршити забезпечення рослин залізом і марганцем. Висока кислотність як і лужність не сприяють розвитку культурних рослин. Істотне зниження кислотності сприяє процесам вилугування чорноземів типових, а відповідне підвищення лужності – їхньому осолонцюванню. Від величини рН залежить рухомість і доступність рослинам практично всіх елементів живлення рослин. Оптимальний інтервал рН залежить не тільки від розчинності ґрунтових компонентів, але й від фізіологічних особливостей самих рослин.

Елювіальний тип сольових характеристик ґрунтово-підґрунтової товщі з усіма притаманними для нього особливостями складу розчинних речовин, а також характер їхньої взаємодії з твердою фазою ґрунтів, що визначає концентрації водневих і гідроксильних іонів у розчині, зумовлює кислотно-основні властивості чорноземів типових території дослідження. Результати визначення рН водної витяжки ґрунтів наведені в додатку Р і відображені на рис. 20.

В орному шарі чорноземів типових всіх досліджуваних розрізів реакція ґрунтового розчину слабокисла (рН<sub>Н2О</sub> 5,8–6,5). З глибиною показники рН поступово зростають і вже на межі карбонатного і гумусового профілів реакція ґрунтового розчину стає слаболужною (7,10–7,30). В карбонатному профілі чорноземів спостерігається тенденція до дуже поступового збільшення

лужності ґрунтів. Реакція ґрунтового розчину стає середньолужною (рН 7,5–8,3). Ступінь збільшення лужності чорноземів типових з глибиною спричинено наявністю розчинів гідрокарбонатів Ca і Mg. Слабокисла реакція орного горизонту пояснюється відсутністю у ньому карбонатів кальцію. Також

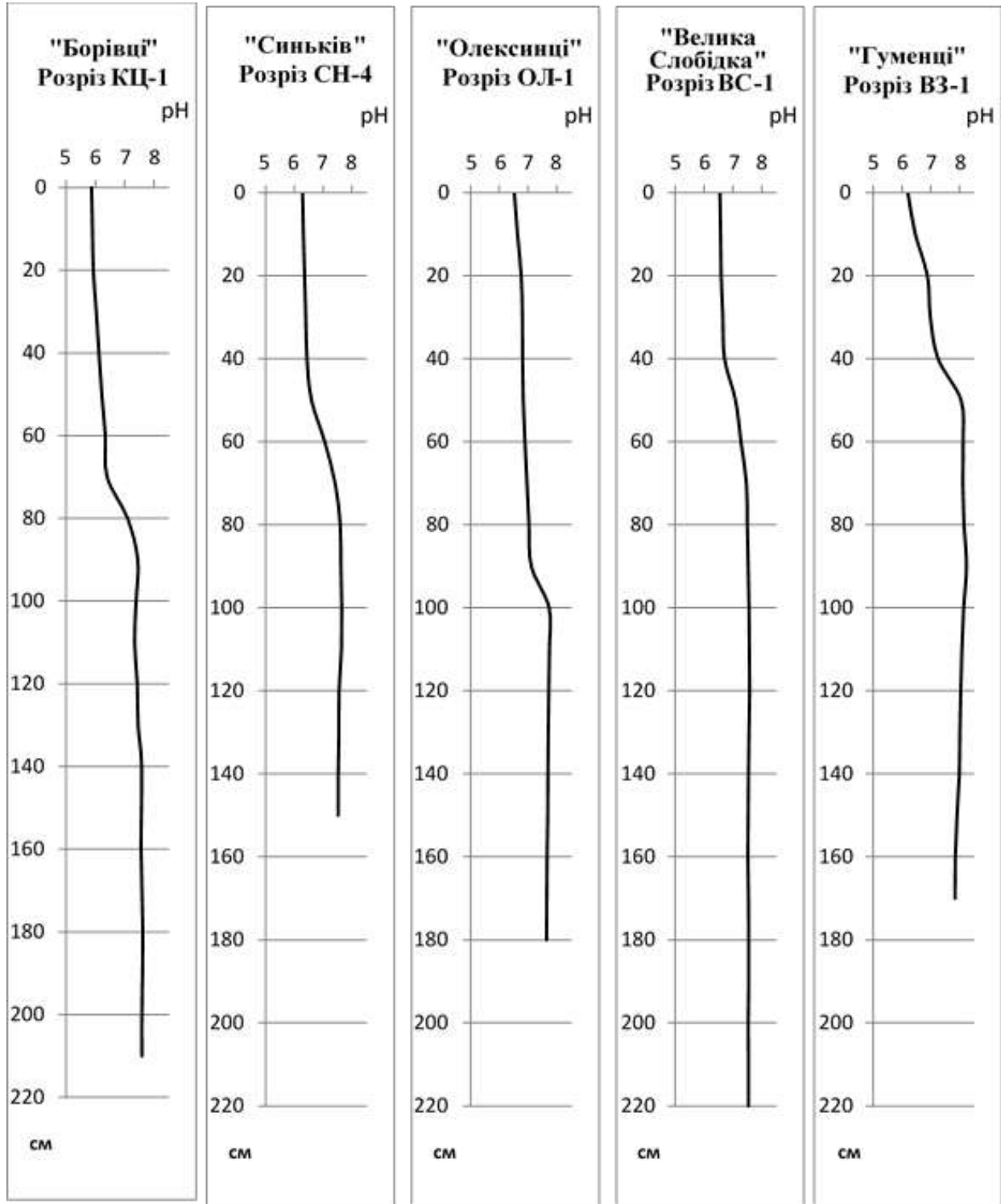


Рис. 20. Величина рН<sub>Н2О</sub> чорноземів типових Придністерського Поділля

слабокисла реакція підтримується щорічним внесенням у ґрунт органічних і фізіологічно кислих мінеральних добрив.

Оскільки реакція ґрунтового розчину чорноземів типових зумовлена в основному властивостями твердої фази, тому зміни біокліматичних умов не впливають на кислотно-основні властивості чорноземів.

#### **6. 4. Ємність катіонного обміну і склад вбирних основ**

Вбирна здатність ґрунту є однією з найважливіших властивостей, яка в значній мірі визначає родючість ґрунту і характер процесів ґрунтоутворення. Кількість увібраних катіонів характеризується ємністю катіонного обміну (ЕКО), величина якої залежить від гранулометричного складу, вмісту гумусу і кислотно-основних властивостей чорноземів типових. Серед ґрунтів лісостепової зони України чорноземи типові відзначаються найвищою ЕКО (15–45 ммоль-екв/ 100 г ґрунту) і найбільш оптимальним співвідношенням увібраних катіонів [49].

В умовах екстенсивного землекористування відмічається різке зменшення вмісту органічних речовин, зниження мікробіологічної активності ґрунтів. Рослини за рахунок виділення діоксиду карбону, вибіркового поглинання катіонів, хімічного складу корневих і надземних рослинних залишків також впливають на фізико-хімічні властивості чорноземів. У науковій літературі дані по цьому питанню досить суперечливі. За даними П. А. Власюка (1929) вирощування цукрового буряка, проса, вівса, гороху, озимої пшениці в сівозміні на чорноземах типових майже не змінює рН його ґрунтового розчину. У той час є вказівки, що цукровий буряк підкислює середовище (Haastert, 1927), а люцерна, озима пшениця, ячмінь, просо і овес підвищують насичення ґрунтів основами, і тим самим протидіють підкисленню. М. К. Конаков також стверджує, що озима пшениця сприяє підвищенню складу обмінного кальцію в ґрунті. Подальше вивчення цього питання показало, що при довготривалому вирощуванні всіх культур ємність вбирання і склад обмінних катіонів в

чорноземах типових зменшується практично під всіма культурами, причому під просапними дещо більше, ніж під культурами суцільного посіву. Відповідно, під просапними культурами відмічається збільшення гідролітичної кислотності, а під культурами суцільного посіву – її зменшення. Означена тенденція притаманна також впливу окремих сільськогосподарських культур на зміну фізико-хімічних властивостей чорноземів. Проте, у повній мірі ще не встановлено, що має вирішальне значення – кореневі виділення чи продукти розкладу рослинних залишків.

Катіонообмінна здатність досліджуваних чорноземів становить 22–32 ммоль-екв./100 г ґрунту. Величина ємності катіонного обміну чітко корелює зі змінами показників гранулометричного складу і вмісту гумусу. Найнижчий показник ЄКО (24–28 ммоль-екв./100 г ґрунту) притаманний чорноземам ключових ділянок “Борівці”, “Синьків”, “Олексинці”. Водночас, при зменшенні кількості мулу в гранулометричному складі, але одночасному збільшенні вмісту гумусу в ґрунтах ключових ділянок “Гуменці” і “Велика Слобідка” ємність катіонного обміну збільшується до 29–32 ммоль-екв./100 г ґрунту.

У складі ввібраних основ досліджуваних чорноземів переважають катіони кальцію. Насиченість вбирного комплексу обмінним кальцієм висока і в межах гумусово-акумулятивного горизонту коливається в межах 81–91 %. Відсоток магнію значно нижчий і становить 10–17 %. Результати дослідження ємності катіонного обміну і складу ввібраних основ наведені в дод. С і таблиці 6. 7.

Нами виявлені відмінності середніх значень вмісту ввібраних кальцію та магнію в гумусово-акумулятивному горизонті чорноземів різних ключових ділянок. Для чорноземів типових ключових ділянок “Борівці”, “Синьків”, “Олексинці” вміст увібраного кальцію становить 20–24 ммоль-екв./100 г ґрунту. У той час, як для чорноземів ключових ділянок “Велика Слобідка” і “Гуменці” – 24–27 ммоль-екв./100 г ґрунту. Вміст увібраного магнію в чорноземах типових поступово зростає від 2,1–4,2 ммоль-екв./100 г ґрунту на заході території дослідження, до 3,9–5,2 ммоль-екв./100 г ґрунту на сході.

Таблиця 6. 7

**Результати статистичної обробки даних вмісту ввібраних основ  
чорноземів типових Придністерського Поділля  
(ммоль-екв. на 100 г ґрунту)**

Генетичний горизонт	Глибина, см	Катіони	<i>n</i>	$\bar{x}$	<i>S</i>	<i>S</i> $\bar{x}$	<i>S</i> $\bar{x}$ ,%	<i>V</i> ,%
Н <sub>орн</sub>	0-10	Ca <sup>2+</sup>	5	22,40	2,79	1,25	5,57	12,45
		Mg <sup>2+</sup>	5	3,88	1,03	1,02	0,46	11,74
	10-20	Ca <sup>2+</sup>	5	23,38	2,88	1,29	5,51	12,31
		Mg <sup>2+</sup>	5	3,46	0,67	0,82	0,37	10,64
Н <sub>п/орн</sub>	20-30	Ca <sup>2+</sup>	5	24,14	2,46	1,10	4,55	10,17
		Mg <sup>2+</sup>	5	3,3	0,62	0,79	0,35	10,71
	30-40	Ca <sup>2+</sup>	5	24,84	2,09	0,93	3,76	8,40
		Mg <sup>2+</sup>	5	3,3	0,78	0,89	0,40	12,01
	40-50	Ca <sup>2+</sup>	4	25,05	1,74	0,87	3,47	6,93
		Mg <sup>2+</sup>	4	3,02	0,99	0,50	16,44	32,88
Н <sub>рк</sub>	50-60	Ca <sup>2+</sup>	3	24,43	0,55	0,32	1,30	2,25
		Mg <sup>2+</sup>	3	2,43	0,32	0,19	7,63	13,21

Чорноземи типові Придністерського Поділля характеризуються відносно високими показниками ємності катіонного обміну з переважанням у ґрунтового-вбирному комплексі катіонів кальцію.

### 6. 5. Карбонатний профіль

Крім гумусового, характерним для чорноземів типових також є карбонатний профіль [78]. Вміст у ньому солей карбонатної кислоти перевищує такий у горішніх і долішніх горизонтах де є видимі скупчення карбонатів, виражені в тій чи іншій формі. Формування карбонатного профілю чорноземів проходить у результаті тісної взаємодії сучасних водно-теплого та газового режиму ґрунтів. При тривалому сільськогосподарському використанні чорноземів типових вуглекислий кальцій переміщається ближче до поверхні, і скипання від хлоридної кислоти найчастіше починається на глибині 40–70 см. Характерною особливістю чорноземів типових є значна просторова строкатість

глибини залягання карбонатів, що на думку Н. М. Бреус, зумовлено реліктовим сурчинним і западинним мікрорельєфом.

За умови низхідних потоків ґрунтової води, розподіл  $\text{CO}_2$  у ґрунтовому профілі в дощову погоду (друга половина літа і осінь) сприяє виносу вуглекислого кальцію із верхньої частини гумусового горизонту в нижню. При цьому, ґрунтові розчини в міру переміщення із поверхневих шарів донизу, зустрічають все більш високі концентрації  $\text{CO}_2$  ґрунтового розчину і більш низьку температуру. Також вони розчиняють додаткову кількість  $\text{CaCO}_3$ , і при інтенсивному випаровуванні переносять його до верхньої частини карбонатного горизонту.

Досліджувані чорноземи зрідка промочуються глибше 100 см, тому вилуговування вуглекислого кальцію із карбонатного горизонту практично не відбувається. З цієї глибини концентрація  $\text{CO}_2$  у ґрунтовому повітрі зменшується і становить на глибині 300 см 0,8 % від об'єму. При переміщенні ґрунтового розчину із середньої частини профілю в нижню частину, бікарбонат Са випадає в осад і кристалізується у формі дрібнокристалічного кальциту.

При періодично промивному водному режимі чорноземів типових і глибокому заляганні ґрунтових вод легкорозчинні солі виносяться з ґрунтового профілю, а вуглекислий кальцій накопичується безпосередньо під гумусовим горизонтом. У результаті таких сезонних переміщень вуглекислого кальцію і легкорозчинних солей чорноземи типові, як правило, не мають сольового горизонту.

Результати дослідження карбонатного профілю чорноземів типових наведені у таблиці 6. 8 і відображені на рис. 21–22.

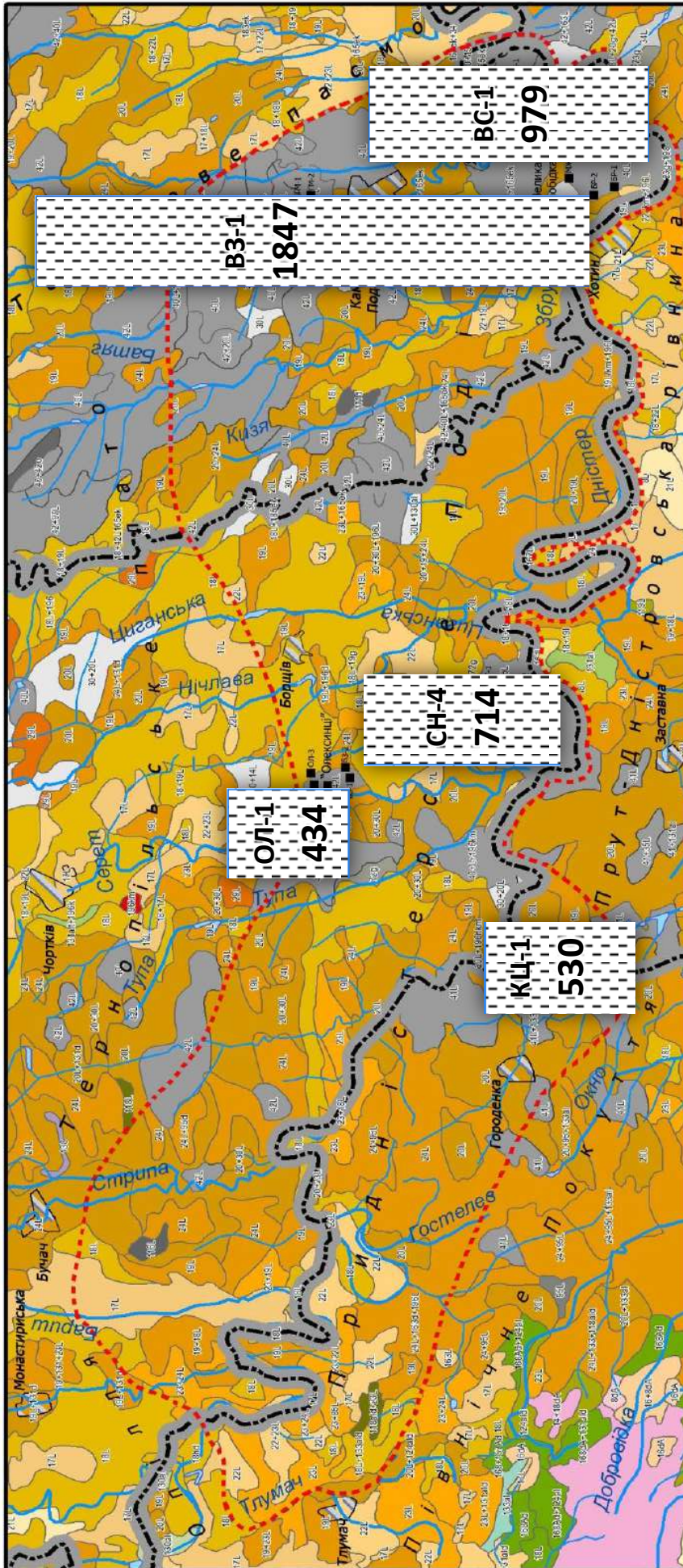
Карбонатний профіль чорноземів типових Придністерського Поділля дуже виразний. У ньому переважають міграційні форми карбонатних новоутворень – плісень, карбонатний наліт, псевдоміцелій. У нижній частині ґрунтового профілю наявні сегрегаційні карбонатні новоутворення у формі друз і журавчиків. Помітною є чітка вертикальна диференціація форм карбонатних новоутворень.

Таблиця 6. 8

**Вміст (%) і запаси (т/га) карбонатів чорноземів типових  
Придністерського Поділля**

Глибина, см	“Борівці” Розріз КЦ-1		“Синьків” Розріз СН-4		“Олексинці” Розріз ОЛ-1		“Велика Слобідка” Розріз ВС-1		“Гуменці” Розріз ВЗ-1	
	%	т/га	%	т/га	%	т/га	%	т/га	%	т/га
40-50	–	–	–	–	–	–	–	–	3,45	45,89
50-60	0,00	0,00	0,00	0,00	–	–	0,00	0,00	7,57	98,41
60-70	1,23	16,48	1,45	19,87	–	–	1,09	13,29	9,43	121,65
70-80	1,56	20,59	3,45	47,27	0,00	0,00	3,98	47,76	12,97	163,42
80-90	2,46	29,52	5,22	68,90	0,82	10,74	5,76	68,54	15,44	193,00
90-100	2,57	31,35	6,45	82,56	2,44	29,77	6,93	83,16	16,78	213,11
100-110	3,68	48,21	8,93	112,52	4,09	53,58	8,86	108,09	16,03	201,98
110-120	4,50	57,60	7,55	98,15	4,50	59,85	10,98	138,34	15,96	204,28
120-130	5,73	73,92	7,22	91,69	5,91	80,96	13,56	160,01	15,88	206,44
130-140	10,23	136,06	7,03	93,50	6,48	90,72	13,87	171,98	15,44	200,72
140-150	8,60	116,10	6,98	99,81	7,37	108,34	14,75	187,33	15,32	197,63
150-160	8,41	121,94	–	–	7,76	123,38	14,23	189,25	14,67	190,71
160-170	8,32	128,96	–	–	8,15	124,69	14,10	187,53	14,06	184,19
170-180	7,43	118,14	–	–	8,60	134,16	13,37	173,81	–	–
180-190	6,55	106,77	–	–	–	–	13,07	169,91	–	–
190-200	6,22	99,52	–	–	–	–	12,90	171,57	–	–
200-210	6,02	95,12	–	–	–	–	12,73	176,94	–	–
220-230	–	–	–	–	–	–	12,63	175,56	–	–
0–100	–	97,94	–	218,6	–	40,51	–	212,75	–	835,48
0–150	–	529,83	–	714,26	–	433,96	–	978,51	–	1846,53

Між верхньою межею скипання від НСІ і глибиною появи видимих форм карбонатів існує шар потужністю 13–15 см, представлений карбонатами в морфологічно невираженій (дифузній) формі. Потужність цього шару може змінюватись в залежності від сезонних погодних умов. До глибини нижньої межі перехідного гумусового горизонту (120–150 см) поширені найбільш характерні для даного підтипу чорноземів новоутворення карбонатів у формі рясної плісені і карбонатного нальоту, які у вигляді “пухнастого інею” заповнюють дрібні пори і порожнини, покривають мочки коренів і поверхню структурних окремоностей. Особливо рясні виділення карбонатів помітні на глибині 80–120 см, де вони утворюють суцільний горизонт максимальних скупчень видимих форм. Утворення карбонатного міцелію простежуються у верхній частині карбонатного профілю і розміщується безпосередньо над горизонтом максимальної акумуляції карбонатів.



Умовні позначення:









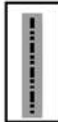

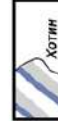
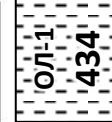
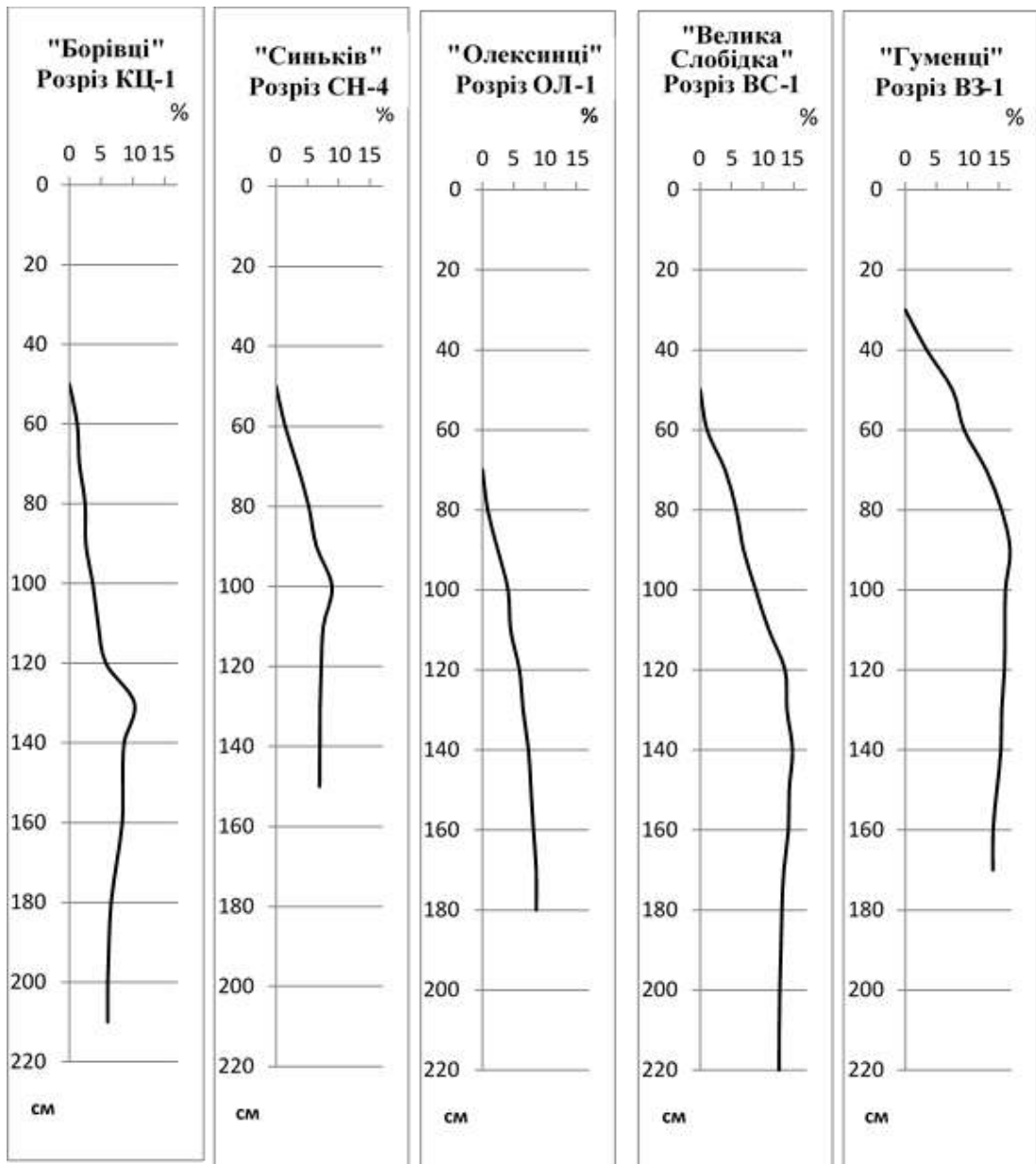
 Дністер	 — річки	 4L	 ОЛ-1	 — номер ґрунтового розрізу
	— межі Придністерського Поділля	 18L+72g	 ОПІЛЛЯ	— назва геоморфологічного району
	— межі адміністративних областей	 "ОЛЕКСИЦЬ"	 Хотин	— населений пункт
 ОЛ-1 434	— запаси карбонатів у (0-150 см) шарі ґрунтової товщі, т/га			

Рис. 21. Запаси карбонатів (т/га) у 1,5 м шарі чорноземів типових Придністерського Поділля



У межах нижнього перехідного горизонту і в материнській породі поширені форми карбонатів у формі прожилок “псевдогрибниці”. Таким чином, карбонатна плісень і карбонатний наліт приурочені виключно до добре гумусованого, пухкого складення структурного ґрунтового шару, який є зоною активно вираженої міграції карбонатів. У верхній частині материнської породи зустрічаються в різній кількості карбонатні новоутворення у формі друз і журавчиків, які є характерними свідками палеогідроморфізму чорноземів типових Вологої атлантичної фації.



**Рис. 22. Вміст карбонатів у чорноземах типових Придністерського Поділля**

Формування твердих карбонатних конкрецій пов'язано з палео- і сучасним гідроморфізмом ґрунту. В найнижчих горизонтах автоморфних ґрунтів лісостепу, на глибині 1,8–2,5 м, зазвичай зустрічаються невеликі (0,5–2 см) округлі конкреції гомогенної будови, які різко відмежовані від дрібноземистої маси навколо них. Ймовірно, такі журавчики представляють для вище названих ґрунтів генетично закономірне явище і утворюються із колоїдних розчинів. Журавчики, які утворенні в умовах гідроморфізму, володіють іншими характерними ознаками. Вони мають неправильну яйцеподібну, витягнуту, часто хрящеподібну форму, шорохувату бородавчасту поверхню, і окременіле ядро в центрі, яке оточене менш щільною масою, що поступово через “насичений ореол” переходить у материнську породу. В залежності від типу ґрунтового зволоження можна відстежити декілька стадій формування таких конкрецій: від м'яких скупчень карбонатів з твердим центральним ядром (у випадку періодичного і несильного ґрунтового перезволоження) до великих (2–5 см) неправильної форми щільних формувань, з одним чи декількома окременілими ядрами, оточених плямами мергелеподібного матеріалу (в ґрунтах з відносно стійким чи періодично-тривалим ґрунтовым перезволоженням).

Максимальні акумуляції карбонатів у кількості 10–16 % приурочені до нижньої межі гумусового горизонту і виражені у вигляді прожилок. Найменш насиченим карбонатами кальцію є шар дифузних карбонатних форм, де вміст  $\text{CaCO}_3$  коливається в діапазоні 0,5–2 %. Карбонатний профіль характеризується елювіально-ілювіальними типом розподілу карбонатів. Запаси карбонатів у чорноземах типових на території Придністерського Поділля збільшуються із заходу на схід, що пояснюється зменшенням вологості і посиленням континентальності клімату.

## РОЗДІЛ 7

### ВАЛОВИЙ ХІМІЧНИЙ СКЛАД

Природна і культурна еволюція ґрунтів часто призводить до трансформації силікатної частини ґрунту, його мінералогічного та хімічного складу [89]. Зміна морфологічних особливостей, фізичних та фізико-хімічних властивостей ґрунтів пов'язана зі зміною валового хімічного складу, який дозволяє отримати інформацію про хімічний склад мінеральної частини ґрунту та порівняти його зі складом незміненої ґрунтоутворюючої материнської породи.

Порівняльний аналіз вмісту хімічних елементів у профілі ґрунтів дає можливість встановити та оцінити характер змін валового хімічного складу, які спричинені природними процесами і явищами, та інтенсивним сільськогосподарським використанням чорноземів типових.

Нами виконано профільний аналіз валового хімічного складу чорноземів, обґрунтовано залежність елементного складу ґрунтів від властивостей ґрунтоутворюючої породи, виявлено зміни валового хімічного складу досліджуваних ґрунтів під впливом ґрунтоутворення. Визначено вміст основних оксидів  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{SO}_3$  від маси сухого ґрунту, а також втрати від прожарювання.

Повний силікатний аналіз зроблено для головних породотвірних хімічних елементів. Зокрема,  $\text{SiO}_2$  визначався ваговим методом. Головні ґрунтоутвірні компоненти:  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ , визначали об'ємним комплексометричним методом за відповідних значень рН, титрування проводили трилоном Б. Малий вміст перерахованих елементів встановлювали фотометричними методами, а кальцій – фотометрією полум'я. Лужні метали  $\text{Na}_2\text{O}$  і  $\text{K}_2\text{O}$  визначали емісійними методами фотометрії полум'я. Вміст оксидів  $\text{P}_2\text{O}_5$ , визначали фотометричним методом за забарвленням фосфорованадієвомолібденової гетерополікислоти.

Результати валового хімічного аналізу чорноземів типових представлені в дод. Г і відображені на рис. 23–27. кількісні дані виражені у відсотках від маси прожареного ґрунту.

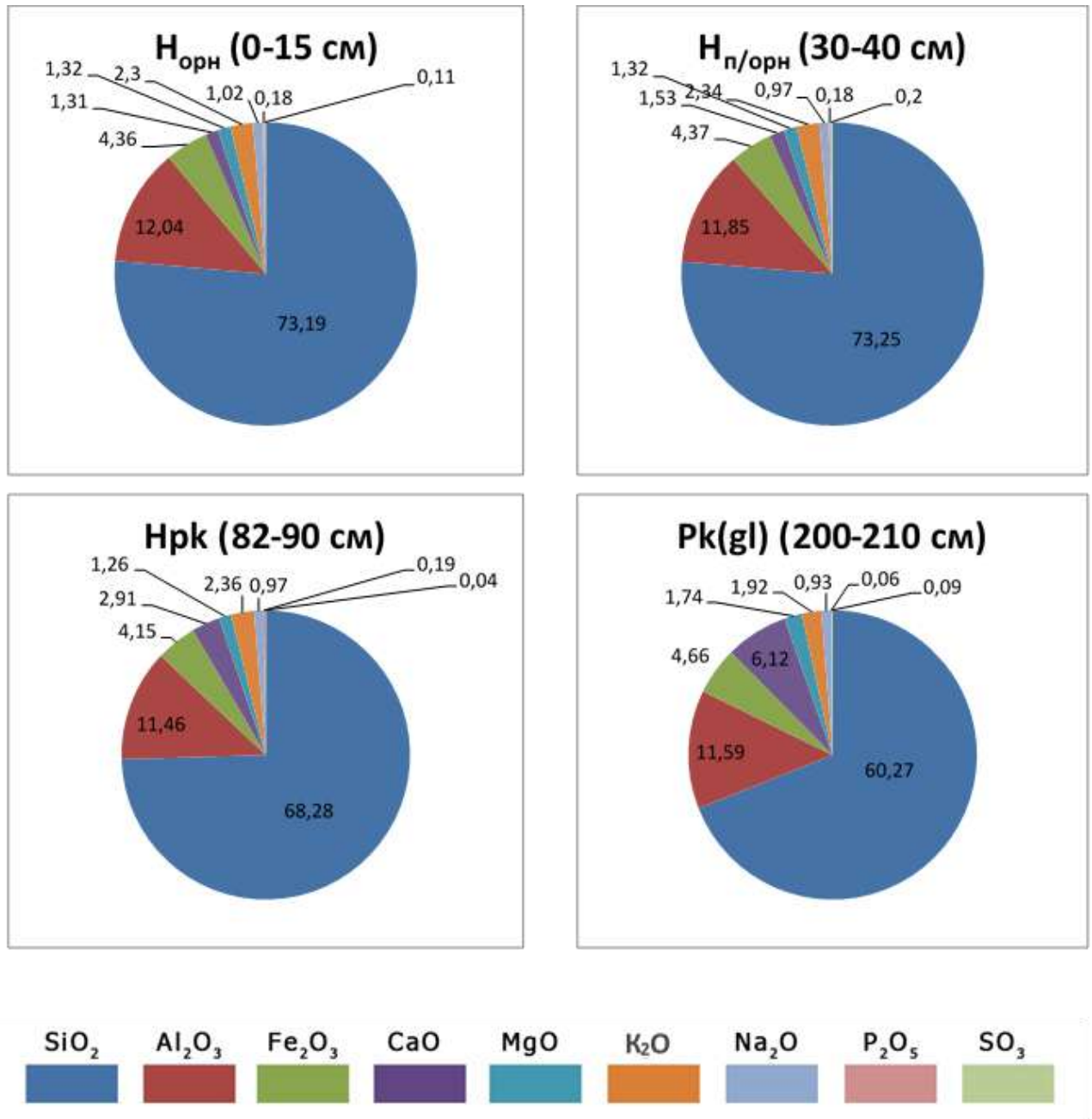


Рис. 23. Валовий хімічний склад (%) чорнозему типового (ключова ділянка “Борівці”. Розріз КЦ-1)

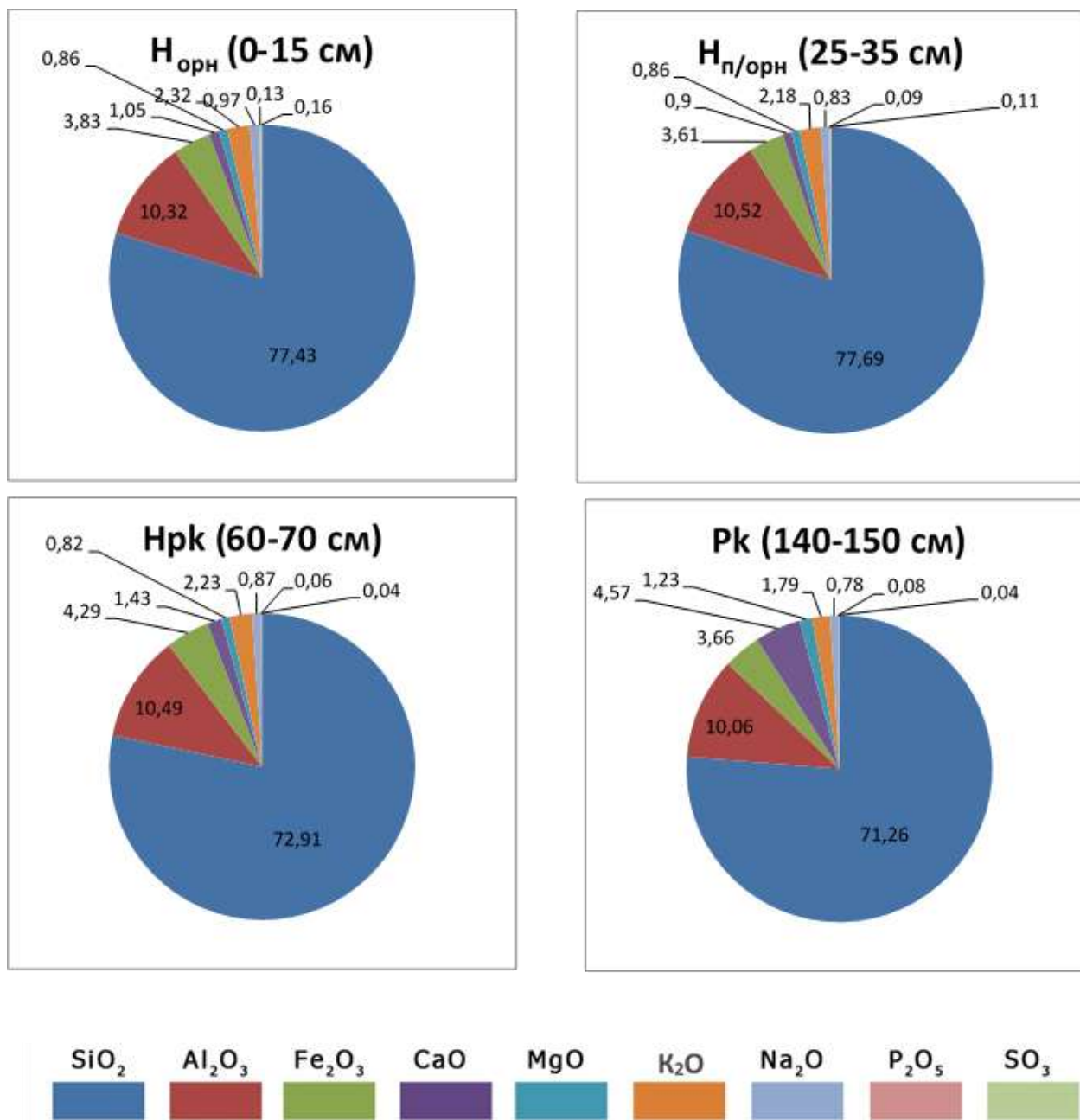
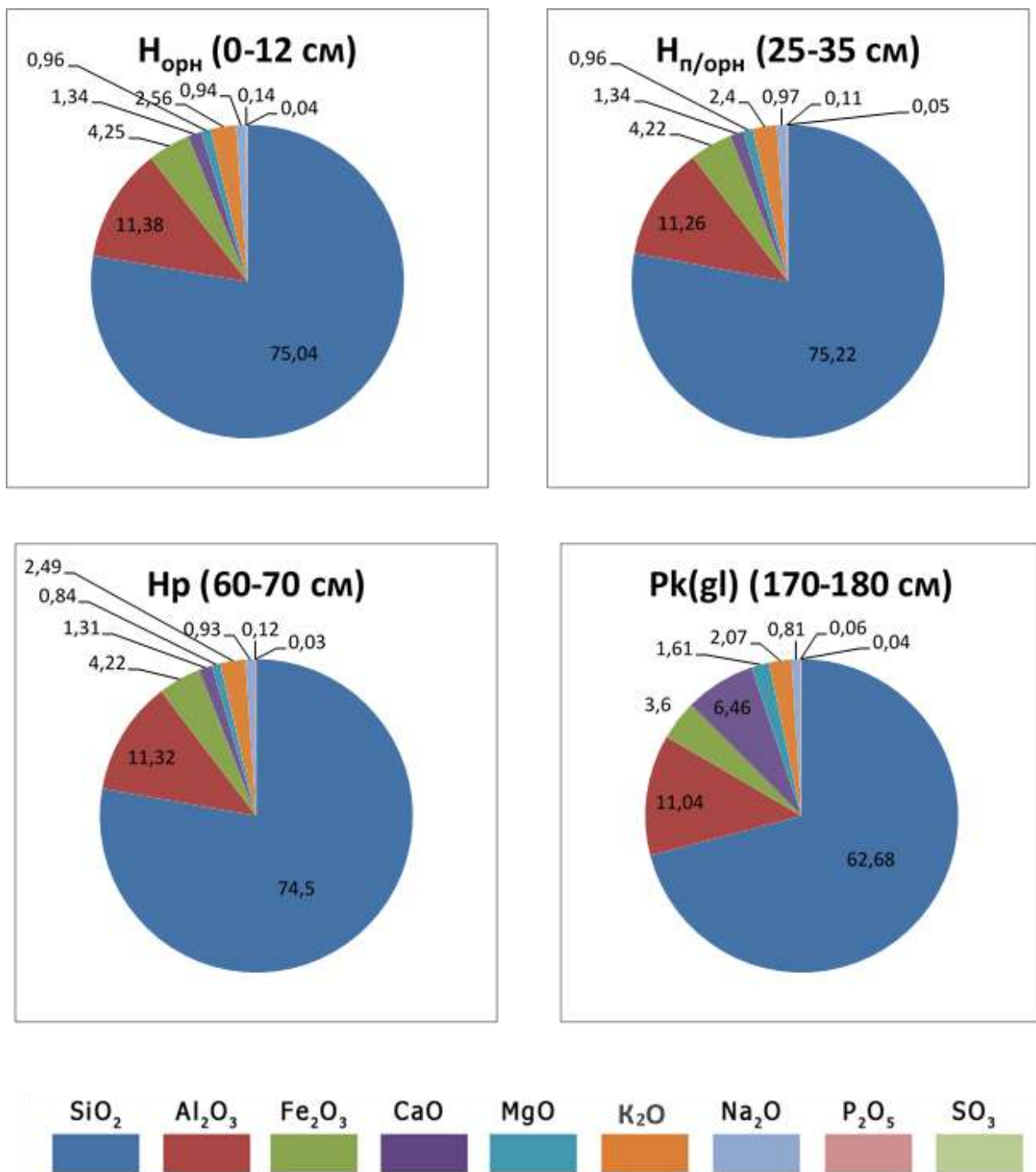
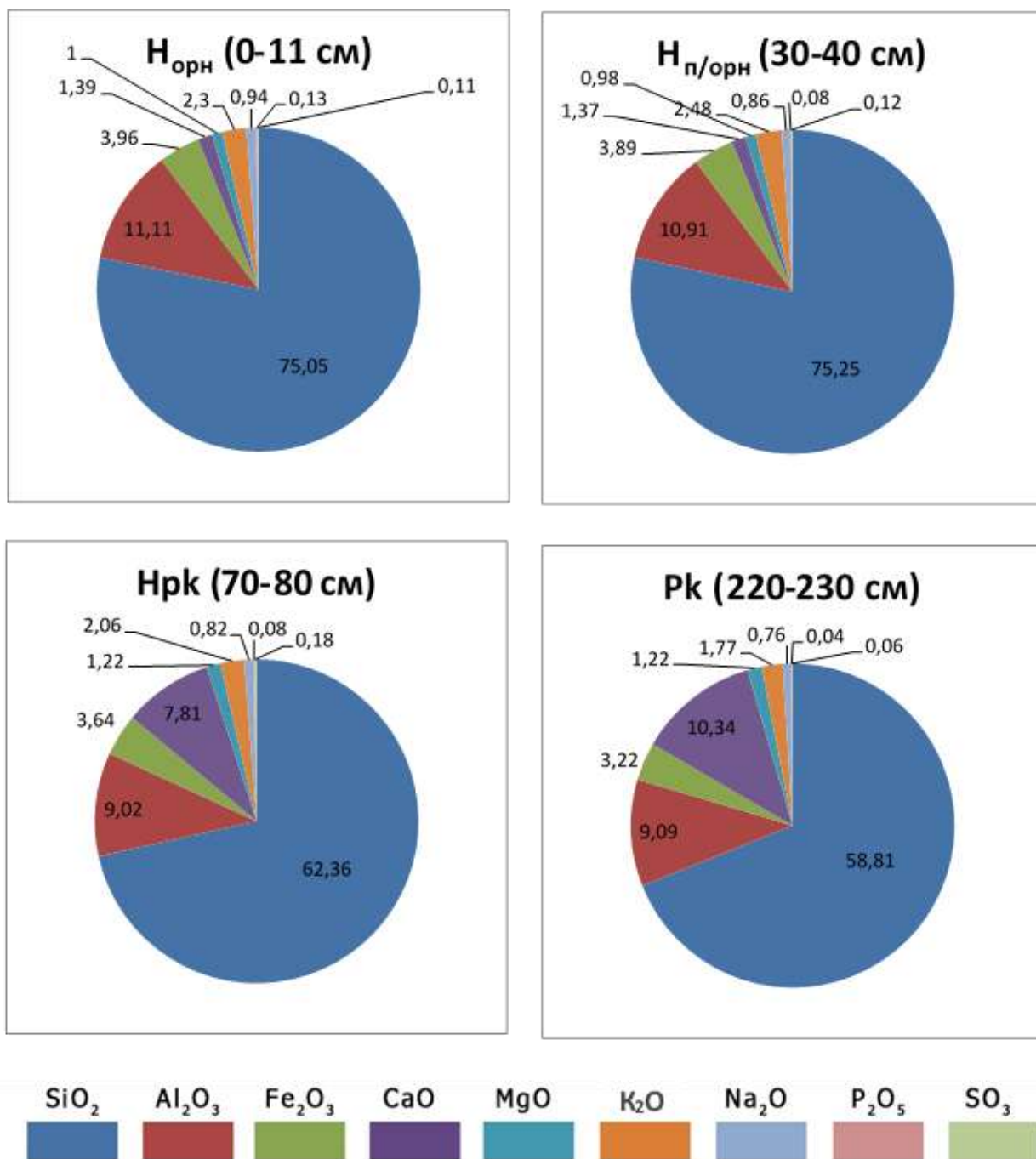


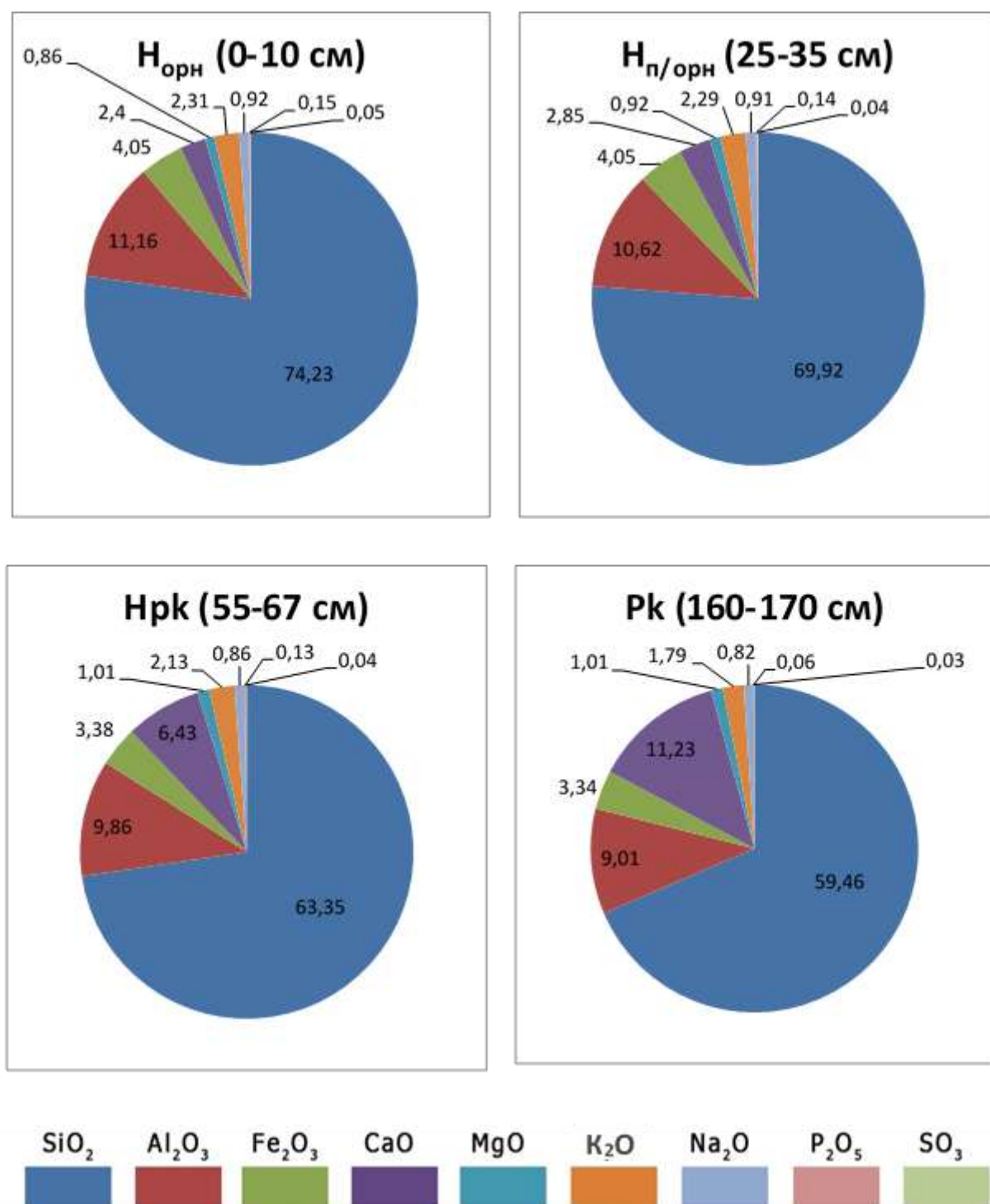
Рис. 24. Валовий хімічний склад (%) чорнозему типового (ключова ділянка "Синьків". Розріз СН-4)



**Рис. 25. Валовий хімічний склад (%) чорнозему типового (ключова ділянка "Олексинці". Розріз ОЛ-1).**



**Рис. 26. Валовий хімічний склад (%) чорнозему типового (ключова ділянка "Велика Слобідка". Розріз ВС-1)**



**Рис. 27. Валовий хімічний склад (%) чорнозему типового (ключова ділянка "Гуменці". Розріз ВС-1)**

Одержані результати дозволяють виконати генетичний аналіз ґрунтового профілю досліджуваних чорноземів порівняльно-профільним методом. Обов'язковим для виявлення змін у хімічному складі профілю



грунтів є співставлення даних генетичного горизонту з даними материнської породи.

У валовому хімічному складі досліджуваних чорноземів спостерігається високий вміст оксиду кремнію в гумусовому горизонті (69–75 %). Його вертикальний профільний розподіл має форму прогресивно-аккумулятивної кривої з накопиченням в гумусовому горизонті. Це свідчить про відносну аккумуляцію в ньому стійких до вивітрювання силікатів і алюмосилікатів, якими є кварц, польові шпати і слюди [41].

Вміст фосфору в чорноземах типових становить 0,13–0,19 % в орному горизонті і поступово зменшується до 0,04–0,08 % в ґрунтотвірній породі. Значення цього елемента у житті ґрунту і рослин дуже важливе. Рослини акумулюють фосфор у перегнійному шарі, але в той же час він вилучається з урожаєм, особливо з його товарною частиною. Фосфор знаходиться у чорноземах типових у формі органічних і мінеральних сполук. У чорноземах приблизно половина його вмісту пов'язана з органічною речовиною. Цей фосфор стає доступним рослинам лише після мінералізації органічної речовини. Мінеральні сполуки фосфору представлені дуже багатьма формами, переважно важкорозчинними і слабодоступними рослинам фосфатами алюмінію, заліза і трьохкальцієвих фосфатів  $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ .

Калій знаходиться в чорноземах типових Придністерського Поділля переважно у формі недоступних або малодоступних рослинам мінералів, таких, як ортоклаз, мусковіт, біотит, нефелін. З мінералів, особливо трьох останніх, він може поступово, але дуже повільно переходити в розчинний стан під впливом хімічного і біологічного вивітрювання, у процесі протолізу. Якщо за низьких врожаїв процес звільнення калію з важкодоступних мінеральних сполук може забезпечити потреби рослин, то за високих врожаїв і великих втратах цього елемента з ґрунту доступного калію в ньому виявляється недостатньо для живлення рослин. Основною формою доступного рослинам калію в ґрунті служить обмінний калій, адсорбований на поверхні ґрунтових колоїдів. Високий вміст валового калію (1,77–2,49 %)

свідчить про домінування в мінералогічному складі мулистої фракції чорноземів змішано-шаруватих слюда-сметитових мінералів і диоктоєдричних гідролюд.

У типових чорноземах на вододілах і схилах вертикальний розподіл оксиду заліза має виразний акумулятивний тип. Інша поведінка цього оксиду в чорноземах типових глибоких на низьких терасах. У них максимум вмісту оксиду заліза припадає на перехідний гумусовий горизонт. Можливо, такий характер мінерального профілю має реліктове, палеогідроморфне походження. Адже в минулому чорноземи на терасах пройшли напівгідроморфну стадію еволюції з інтенсивним розвитком елювіально-глейового процесу, наслідком якого були незбалансовані втрати заліза.

Валовий вміст у чорноземах типових  $\text{Na}_2\text{O}$  становить близько 1,0 % і поступово знижується до материнської породи. Натрій у ґрунтах присутній у складі первинних мінералів, переважно в К–Na польових шпатах. Дефіциту цього елемента зазвичай не спостерігається. Присутність натрію в підвищених кількостях у складі рухомих сполук зумовлює формування несприятливих фізичних і хімічних властивостей ґрунтів.

Кальцій – є елементом, який забезпечує родючість будь-якого ґрунту, виконуючи роль з'єднувальної ланки між органічною і мінеральною частинами ґрунту, зумовлює наявність агрономічно цінної ґрунтової структури, оптимальні параметри повітряного, теплового та поживного режимів ґрунту. Найбільша кількість кальцію спостерігається в материнській породі, де становить 4–10 %.

Валовий вміст  $\text{MgO}$  в чорноземах типових зумовлений головним чином присутністю глинистих мінералів, особливо монтморилоніту, вермикуліту, хлориту.

Молярні співвідношення різних оксидів свідчать про неоднорідність хімічного складу мінеральної частини ґрунту і диференціацію речовинного складу силікатного профілю чорноземів типових Придністерського Поділля (Табл.7.1).

Таблиця 7. 1

**Елювіально-аккумулятивні коефіцієнти чорноземів типових  
Придністерського Поділля**

Генетичний горизонт	Глибина відбору зразків, см	Молярні співвідношення									
		$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{MgO}+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}}{\text{SiO}_2}$	S	B	Er <sub>Fe</sub>	EAt	EAm
Чорнозем глибокий малогумусний глеюватий важкоосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз КЦ-1											
H <sub>орн</sub>	0-15	8,40	10,33	44,77	1,76	0,09	1,07	0,50	-0,24	-0,17	-0,44
H <sub>п/орн</sub>	30-40	8,51	10,51	44,72	1,73	0,10		0,55	-0,23	-0,17	-0,44
H <sub>рк</sub>	82-90	8,23	10,13	43,92	1,76	0,12		0,66	-0,21	-0,11	-0,29
Pk(gl)	200-210	7,04	8,84	34,49	1,59	0,18		1,00	0,00	0,00	0,00
Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ВС-1											
H <sub>орн</sub>	0-11	9,36	11,49	50,52	1,79	0,09	0,85	0,37	-0,04	-0,22	-0,52
H <sub>п/орн</sub>	30-40	9,55	11,72	51,55	1,79	0,09		0,37	-0,05	-0,21	-0,53
H <sub>рк</sub>	70-80	9,35	11,76	45,69	1,58	0,20		0,83	0,06	-0,05	-0,14
Pk	220-230	8,97	11,00	48,72	1,80	0,24		1,00	0,00	0,00	0,00
Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз СН-4											
H <sub>орн</sub>	0-15	10,31	12,75	53,89	1,72	0,08	0,90	0,66	-0,03	-0,07	-0,27
H <sub>п/орн</sub>	25-35	10,30	12,55	57,43	1,86	0,07		0,58	-0,09	-0,08	-0,27
H <sub>рк</sub>	60-70	9,37	11,81	45,36	1,56	0,09		0,75	0,14	-0,02	-0,08
Pk	140-150	9,78	12,05	51,92	1,75	0,12		1,00	0,00	0,00	0,00
Чорнозем глибокий малогумусний глибинно-глеюватий середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ОЛ-1											
H <sub>орн</sub>	0-12	9,06	11,21	47,10	1,71	0,09	1,11	0,50	-0,16	-0,16	-0,44
H <sub>п/орн</sub>	25-35	9,17	11,36	47,50	1,70	0,09		0,50	-0,02	-0,16	-0,44
H <sub>рк</sub>	60-70	9,04	11,19	47,08	1,71	0,09		0,50	-0,01	-0,15	-0,42
Pk(gl)	170-180	7,99	9,65	46,49	1,96	0,18		1,00	0,00	0,00	0,00
Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ВЗ-1											
H <sub>орн</sub>	0-10	9,19	11,31	48,91	1,76	0,10	0,90	0,40	-0,03	-0,20	-0,49
H <sub>п/орн</sub>	25-35	9,00	11,19	45,98	1,67	0,11		0,44	0,03	-0,15	-0,37
H <sub>рк</sub>	55-67	8,96	10,92	49,95	1,86	0,17		0,68	-0,05	-0,06	-0,15
Pk	160-170	9,07	11,22	47,45	1,72	0,25		1,00	0,00	0,00	0,00

Примітки: S – показник загальної ступеня диференціації профілю; B – фактор вилугування; Er – елювіально-аккумулятивний коефіцієнт для будь-якого оксиду; EAt – загальний елювіально-аккумулятивний коефіцієнт, що показує відносну величину втрат або накопичення всіх оксидів по відношенню до оксидів породи; EAm – елювіально-аккумулятивний коефіцієнт, який характеризує відносну величину втрат або накопичення всієї суми оксидів, крім оксидів свідків.

Молярні співвідношення  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$  дозволяють визначити відносні втрати або накопичення окремих оксидів у різних генетичних горизонтах ґрунту внаслідок руйнування і переміщення по профілю мінералів, продуктів їхнього руйнування під впливом різних елементарних ґрунтових процесів, а також виявити природу цих процесів.

У чорноземах типових на вододілах і схилах характер молярних співвідношень  $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$  рівномірний (45–50%) з тенденцією до звуження в гумусово-акумулятивному горизонті. Це свідчить, що в автоморфних умовах досліджені чорноземи не проходили стадії кислотного гідролізу та перерозподілу мінеральної речовини у минулому. Вони є моногенетичними ґрунтами з тенденцією до накопичення сіалітної глини у верхній частині профілю.

На терасових місцевостях чорноземи типові глибокі мають виразні морфологічні ознаки цього фаціального підтипу чорноземів. Значне розширення показника молярних співвідношень  $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$  в гумусово-акумулятивному горизонті чорноземів глибоких (53–57 %) з різким звуженням його (43–46 %) в перехідному гумусовому горизонті свідчить про стадію кислотного руйнування силікатної частини ґрунтів. Перерозподіл основних оксидів відбувався внаслідок елювіально-глеєвого процесу ще на ранній стадії формуванні чорноземів.

Також нами розраховані молярні співвідношення для лужноземельних металів у ґрунтах:  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{MgO}+\text{CaO}/\text{SiO}_2$ . Цю формулу, запропоновану Герасовіцом, ґрунтознавці використовують практично для всіх типів ґрунтів, і не лише для маси ґрунту загалом, а й для його мулистої частки. Індекси Герасовіца вказують на відповідні втрати чи збільшення вмісту речовин у тих чи інших горизонтах під час співвідношення їх з індексами ґрунтоутворюючої породи.

На підставі цих значень Йєнні запропонував розраховувати фактор вилуговування  $B$  [122] :

$$B = \frac{ba_{1n}}{ba_{1p}}$$

де  $B$  – фактор вилуговування;  $ba_{1n}$  – вміст оксидів  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $MgO$  і  $CaO$  в  $n$ -му горизонті ґрунтового профілю;  $ba_{1p}$  – вміст цих же оксидів у ґрунтоутворюючій породі.

Якщо величина  $B = 1$ , то втрат основ немає, коли вона менше 1, то йде втрата основ, більше 1 – їхнє накопичення. Майже в усіх досліджуваних розрізах відбувається втрата основ з глибиною. Таким чином, інтенсивне вилуговування частково зачіпає силікатну частину профілю. У результаті різної природи кислотного гідролізу силікатної маси вона втрачає деяку кількість основ у процесі декальцинації.

Метод елювіально-аккумулятивного коефіцієнта, запропонований А. А. Роде, узагальнив всі наявні роботи з розрахунків ступеня диференціації ґрунтового профілю. Для цього ним запропонована відповідна формула для розрахунку елювіально-аккумулятивного коефіцієнту для будь-якого оксиду  $R$ :

$$Er = \frac{Rn \times Sp}{Rp \times Sn} - 1$$

де  $Rn$  – відсотковий вміст оксиду  $R$  в  $n$ -му горизонті ґрунту;  $Rp$  – відсотковий вміст оксиду  $R$  в ґрунтоутворюючій породі;  $Sn$  – відсотковий вміст оксиду-свідка в  $n$ -му горизонті ґрунту;  $Sp$  – відсотковий вміст оксиду-свідка в ґрунтоутворюючій породі.

У якості оксиду-свідка для чорноземів А. А. Роде запропонував валовий вміст  $SiO_2$ . Елювіально-аккумулятивний коефіцієнт за даною формулою виражається в частках одиниці. Перемноживши його на 100 % коефіцієнт можна перерахувати у відсотки. Кремній, алюміній і ферум є основними конструктивними елементами кристалічної ґратки. Для мобілізації і винесення лужних і лужноземельних металів ( $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ) у взаємодію з кислотними продуктами ґрунтоутворення вступає Ферум. Саме повернення Феруму дозволяє оцінити зміст і направленість елювіювання силікатної складової профілю чорноземів.

Рекомендований А. А. Роде загальний елювіально-аккумулятивний коефіцієнт  $EAt$  показує відносну величину втрат або накопичення всіх оксидів по відношенню до оксидів породи. Він визначається за формулою:

$$EAt = \frac{Sp}{Sn} - 1$$

Елювіально-аккумулятивний коефіцієнт  $EAm$  визначається сумою рухомих оксидів, який характеризує відносну величину втрат або накопичення всієї суми оксидів, крім оксидів свідків.

$$EAm = \frac{(100 - Sn) \times Sp}{(100 - Sp) \times Sn} - 1$$

Від'ємне значення всіх трьох коефіцієнтів означає виніс оксидів із  $n$  горизонтів, додатне – накопичення.

Профільний розподіл абсолютних значень коефіцієнту  $EAm$  вказує на відповідні втрати рухомих оксидів у межах всього профілю. За глибиною інтенсивність їхнього винесення знижується. Ймовірно, дане явище має палеогеографічне походження. На ранніх стадіях формування профілю чорноземів в умовах профільного перезволоження активізувався елювіально-глейовий процес. У міру посилення дренажу території він змінюється процесами вилуговування і лесиважу. Отже, сучасний характер силікатного профілю досліджуваних чорноземів є наслідком елювіально-глейових процесів елювіювання мінеральних речовин на ранніх стадіях ґрунтоутворення.

Визначаючи загальний ступінь диференціації ґрунтового профілю, ми розраховували відношення запасів мулу в горизонті  $H_p$  до аналогічних запасів у горизонті  $H$ . Зазвичай, для розрахунку використовують горизонти з максимальним і мінімальним вмістом мулу. Розрахунок проводять за формулою:

$$S = \frac{P_{nr} \times T_{nr}}{P_n \times T_n}$$

де  $P_n$  – вміст мулу в горизонті Н, %;  $P_{nr}$  – вміст мулу в горизонті НР, %;  $T_n$  – щільність будови в горизонті Н, г/см<sup>3</sup>;  $T_{nr}$  – щільність будови в горизонті НР, г/см<sup>3</sup>.

За показником загальної диференціації ґрунтового профілю ( $S$ ) чорноземи типові вологої атлантичної фації відносяться до слабодиференційованих ґрунтів [66]. На стадії середньоголоценового ґрунтоутворення в умовах терасових місцевостей ґрунтовий профіль чорноземів формувався під впливом інтенсивного елювіально-глейового процесу, що призвів до незначної трансформації силікатної частини профілю. Незважаючи на приналежність ґрунтів до однієї кількісної градації за ступенем загальної диференціації профілю, в географічному плані спостерігається закономірна просторова кореляція між величиною даного показника і ступенем континентальності клімату. У південно-східному напрямку абсолютні значення показника  $S$  зменшуються.

У профілі чорноземів типових терасових комплексів не виявлено ніяких морфологічних ознак кислотного руйнування їхньої силікатної частини і перерозподілу продуктів руйнування. Враховуючи приуроченість ґрунтів до терас, можна припустити, що в порівняно недалекому минулому ці чорноземи пройшли напівгідроморфну стадію розвитку і формування їхнього морфологічного профілю. Процеси ґрунтоутворення розвивалися синхронно із загальним посиленням дренажу тераси. В умовах перманентного застійно-промивного водного режиму елювіально-глейовий процес обов'язково приводив до кислотного гідролізу силікатної частини профілю з винесенням глинисто-залізистих комплексів вниз по профілю. У фазу інтенсивного дернового ґрунтоутворення процесу видимі ознаки руйнування мінерального профілю чорнозему були приховані інтенсивною гумусовою акумуляцією.

На добре дренажованих терасах, де чорноземи використовують найдовше, антропогенна складова ґрунтоутворення дуже виразна. Вона виявляється в глибоких змінах гумусового профілю чорноземів типових, який повністю

завуальовує справжній елювіально-ілювіальний тип будови їхньої силікатної частини. Поєднання морфологічного й аналітичного методів дослідження чорноземів дає змогу виявити приховані риси їхнього генетичного профілю, з'ясувати справжню природу ґрунту, характер і спрямованість його пізньоголоценової еволюції.

У перспективі, сітка опорних розрізів чорноземів, що приурочені до різних елементів та форм рельєфу (Додатки У; Ф; Х; Ц) і для яких є дані валового хімічного аналізу, дозволить науково обґрунтувати характер становлення, історію розвитку, умови функціонування та еволюції чорноземів типових Придністерського Поділля.



## ВИСНОВКИ

1. Перші фундаментальні дослідження чорноземів Придністерського Поділля виконані Леопольдом Бубером на початку ХХ ст. В період великомасштабних ґрунтово-картографічних досліджень 1957–1961 років та наступних етапів ґрунтово-коректувальних робіт виявлено деталі географії чорноземів типових досліджуваної території, регіональні особливості їхньої будови, складу та властивостей. Водночас, досі не вивчені внутрішньофаціальні властивості чорноземів, процеси формування їхнього гумусового, мінерального та карбонатного профілю у зв'язку із просторовими змінами гідротермічних умов території.

2. Чорноземи типові сформувались на однотипних карбонатних лесоподібних суглинках. Вони відзначаються відносно високою загальною шпаруватістю (39,65–51,85 %) і мікроагрегованістю. Щільність будови на глибині материнської породи становить 1,31–1,58 г/см<sup>3</sup>. Згідно геоморфологічного районування територія Придністерського Поділля розташована у межах Волино-Подільської частини Східноєвропейської рівнини. За типом ландшафтів Придністерське Поділля умовно ділиться на дві частини: Західноподільську і Східноподільську. В Західноподільській частині чорноземи типові поширені на широких вододільних поверхнях з добре вираженими балками, пологими і довгими схилами. Східноподільське Придністер'я сильно розчленоване на окремі горбисті масиви. В силу такого характеру рельєфу і зумовленого ним лісового типу рослинності, чорноземи типові в цій частині території, практично відсутні.

3. У межах Придністерського Поділля спостерігається посилення відносної континентальності клімату в південно-східному напрямку, що проявляється у зміні гідротермічного коефіцієнту з 1,8 на заході, до 1,3 на південному сході. Гідрогеологічні умови характеризуються своєю непостійністю і значною регіональною локальністю. Для західної, особливо правобережної частини території дослідження, характерне ґрунтове

перезволоження, що призводить до глибинного оглеєння чорноземів. Заміна щільнодернинної мезофільної злаково-різнотравної рослинності на культурну, тривале сільськогосподарське використання чорноземів, призвели до зміни напрямку та інтенсивності багатьох ґрунтових процесів.

4. У чорноземах типових морфологічно чітко виражені гумусовий і карбонатний профіль. Кожен з них сформувався у тісній взаємодії з іншим. Згідно морфологічних даних, а також статистичної обробки морфометричних показників, чорноземи типові Придністерського Поділля мають глибокий, добре розвинений гумусовий горизонт потужністю 94–95 см. Середня статистична потужність гумусово-аккумулятивного горизонту становить 46,04 см, зі стандартним відхиленням 5,74, середнім коефіцієнтом варіації 12,46 %. Загальною морфологічною ознакою чорноземів є значне коливання глибини залягання карбонатів кальцію. Середня статистична глибина закипання від НСІ – 88,5 см. Для чорноземів типових ключових ділянок “Борівці”, “Синьків”, “Олексинці”, що розташовані у західній частині досліджуваної території, вона коливається у межах 75–115 см, відповідно до умов залягання за рельєфом. У межиріччі Жванчик-Мукша (ключові ділянки “Велика Слобідка”, “Гуменці”) глибина залягання карбонатів становить 45–65 см. Результатом вторинного закарбоначення профілю чорноземів типових є суміщення нижньої частини гумусового і верхньої частини карбонатного профілів. У природно-історичному плані чорноземи типові еволюціонували через гідроморфну стадію розвитку, про що свідчать морфологічні ознаки реліктового перезволоження у формі сегрегаційних карбонатних новоутворень з радіально-тріщинуватим окременілим ядром у центрі (журавчики).

5. Чорноземи типові є грубопилувато-середньо- і важкосуглинковими за гранулометричним складом. Тип розподілу мулу змінюється від недиференційованого на заході, до рівномірно-аккумулятивного на сході. Ґрунти добре мікроагреговані. У складі мікроагрегатів домінують фракції розміром  $>0,01$  мм, вміст яких становить 78–92 %. Чорноземи типові мають

добре виражену водостійку макроструктуру. Сума агрономічно цінних структурних агрегатів розміром 0,25–10 мм в орному горизонті ґрунтів варіює в діапазоні 43,54–70,17 %. Утворення плужної підшви знижує якість структури і водопроникність шару, що підтверджується збільшенням вмісту брилуватої фракції (79,03–86,65 %) та її водостійкості (63,98–80,06 %), а також низьким коефіцієнтом структурності (0,14–0,75). В умовах нераціонального землекористування тривале використання чорноземів типових під ріллею сприяє деградації їхніх фізичних властивостей.

6. За вмістом гумусу чорноземи типові Придністерського Поділля є малогумусними (2,78–3,98 %). З глибиною вміст гумусу зменшується поступово, що вказує на рівномірно-аккумулятивний тип розподілу органічної речовини у профілі ґрунтів. У чорноземах типових спостерігається явище помірної міграції гумінових кислот, завдяки чому формується глибокий гумусовий профіль до 80–90 см. Інтенсивність процесів міграції гумінових кислот знижується в напрямку посилення жорсткості ГТК території, що зумовлено підтягуванням карбонатів Кальцію ближче до поверхні ґрунту. Його середня і нижня частини утворились переважно завдяки інфільтрації гумінових кислот, причому, за рахунок гуматів кальцію. Розподіл величин оптичної густини гумінових кислот по профілю ґрунтів не корелює з розподілом гумусу. Найвищі показники оптичної густини гумінових кислот пов'язані з підвищеним вмістом гуматів Кальцію. Вільні гумінові кислоти (ГК-1) характеризуються найнижчою оптичною щільністю та найвищими коефіцієнтами забарвлення, що ймовірно можна пояснити меншим віком даної фракції гумінових кислот, порівняно з іншими фракціями, їхнім постійним поновленням, і як наслідок, незначною структурованістю молекул, що схожі з фульвокислотами. Серед усіх розрізів чорноземів типових максимальні показники оптичної густини гумусового горизонту притаманні ґрунтам, що сформувалися на території з відносно низьким показником ГТК 1,3–1,5.

7. Вміст і запаси карбонатів у 1,5 метровому шарі чорноземів типових збільшується із заходу (434–714 т/га) на схід (979–1847 т/га). Аналогічна просторова закономірність стосується кислотно-основних властивостей ґрунтів. Катіоннообмінна здатність чорноземів становить 22–32 ммоль-екв/100 г ґрунту. Величина ємності катіонного обміну чітко корелює із змінами показників гранулометричного складу і вмісту гумусу. Найнижчий показник ЕКО (24–28 ммоль-екв/100 г ґрунту) притаманний чорноземам західної частини ареалів їхнього поширення, збільшуючись до 29–32 ммоль-екв./100 г ґрунту в південно-східних аналогів. рН водної витяжки зростає з глибиною від слабокислої в орному горизонті, до слабо- і середньолужної в межах карбонатного профілю. Причиною таких змін є збільшення вмісту карбонату  $\text{Ca}^{2+}$  з глибиною.

8. Мінеральна частина чорноземів типових представлена двома профілями: силікатним і карбонатним. За хімічним складом силікатний профіль практично двокомпонентний: він складається з кремнезему і півтораоксидів. В ньому домінують, у порядку зменшення вмісту,  $\text{SiO}_2$  (58,81–77,69 %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (9,01–12,04 %) і  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (3,22–4,66 %). Відносний вміст лужних і лужноземельних металів значно нижчий і разом не перевищує 4,0%. У чорноземах типових відсутні процеси глибокого кислотного руйнування силікатної частини профілю. Одночасно, від'ємні показники елювіально-аккумулятивних коефіцієнтів гумусового горизонту чорноземів типових свідчить про активність процесів вилуговування і декальцинації, що стимулює мобільність колоїдної фракції мулу. Наслідком цього є слабодиференційований за мулом (0,85–1,11) профіль чорноземів типових. Винятком з даного правила є чорноземи правобережжя Дністра (Розріз КЦ-1), в профілі яких на глибині материнської породи різко знижується співвідношення  $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ , а показник загального ступеня диференціації профілю найвищий (1,11). Причиною даного явища є інтенсивне вилуговування основ на фоні оглеєння нижньої частини профілю.

9. На основі аналізу біокліматичних умов ґрунтоутворення, узагальнення показників морфогенетичних, фізичних і фізико-хімічних властивостей ґрунтів, у межах досліджуваної території виділено два підфаціальні підтипи чорноземів типових. У західній частині ареалу їхнього поширення, ключові ділянки “Борівці”, “Синьків”, “Олексинці”, сформувались чорноземи типові вологі, які відзначаються найхарактернішими рисами ґрунтів Вологої атлантичної фації і є для неї репрезентативними. У межиріччі Жванчик–Мукша (ключові ділянки “Гуменці”, “Велика Слобідка”) поширені чорноземи типові помірно-вологі, які за своєю генетичною природою є перехідними до чорноземів теплої фації. Основними діагностичними ознаками цих ґрунтів є відмінності в показниках гумусового і карбонатного профілю. Умовну границю між ареалами поширення чорноземів типових вологих і помірно-вологіх можна провести в межах смуги змін ГТК з 1,6 до 1,5. Чітке територіальне розмежування даних фаціальних підтипів чорноземів можливе після повторних великомасштабних ґрунтово-картографічних обстежень.

10. Результати досліджень рекомендується використати при проведенні великомасштабних ґрунтових обстежень, удосконаленні діагностики і класифікації ґрунтів України, бонітуванні й ґрунтово-екологічній оцінці ґрунтів, впровадженні адаптивно-ландшафтних систем землеробства, уточненні ґрунтово-географічного районування Західного регіону України, створенні сітки заповідних територій з чорноземними ґрунтами.

## СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Бахмат М. І. Проблеми моніторингу та стан земельних ресурсів Хмельницької області [Текст] / М. І. Бахмат, В. Б. Кирилюк, М. В. Музика, В. С. Вахняк // Проблеми моніторингу ґрунтів і сучасні технології відтворення їх родючості : збірник наук. праць ПДАТУ. – Вип. 15. – Т. 1. – Кам'янець-Подільський, 2007. – С. 3–9.
2. Білик Г. І. Геоботанічне районування Української РСР / Г. І. Білик, С. М. Брадів // Український ботанічний журнал. – Т. 9. – К. : Наукова думка, 1962. – С. 23–32.
3. Білик Г. І. Принципи геоботанічного районування Української РСР / Г. І. Білик, М. А. Голубець // Геоботанічне районування Української РСР. – К. : Наукова Думка, 1977. – С. 9–16.
4. Богуцький А. Б. Генетичні типи четвертинних (антропогенних) відкладів Волино-Подільської височини / А. Б. Богуцький // Матеріали наукової конференції по вивченню та використанню продуктивних сил Поділля. – Львів : Вип. 1. Вид-во Львів. ун-ту імені Івана Франка, – 1966.
5. Богуцький А. Скала-Подільський розріз плейстоценових відкладів (Придністерське Поділля) / А. Богуцький, М. Ланчонт, Т. Мадейська, Я. Яцишин, Р. Дмитрук // Матер. XVI укр.-польськ. Семінару “Найдавніші леси Поділля і Покуття: проблеми генези, стратиграфії, палеогеографії (Скала Подільська, 13–16 вересня 2009 р.). – Львів : Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2009. – С. 78–96.
6. Борисяк Н. Д. О черноземе / Н. Д. Борисяк // Речь, читанная в торжественном собрании Харьковского ун-та за 1851–1852 гг. – Харьков, 1852. – С. 28–34.
7. Вергунов В. А. Дослідження ґрунтів Поділля та їх картографування : нарис з історії [Текст] / В. А. Вергунов // Історія української науки на межі тисячоліть : зб. наук. пр. / [відп. ред. О. Я. Пилипчук]. – К., 2007. – Вип. 29. – С. 15–38.

8. Вергунов В. А. Нариси історії аграрної науки, освіти та техніки / В. А. Вергунов. – К. : Аграрна наука, 2006. – 492 с.
9. Вергунов В. А. Українське ґрунтознавство: історія становлення та розвитку у наукових школах, інститутизації і періодизації [Текст] / В. А. Вергунов // Історія української науки на межі тисячоліть : зб. наук. пр. / [відп. ред. О. Я. Пилипчук]. – К., 2006. – Вип. 24. – С. 46–79.
10. Гаврилюк В. Б. Ґрунти Хмельниччини. Сучасний якісний стан: збереження, відтворення та поліпшення їх родючості [Текст] / В. Б. Гаврилюк, В. І. Галищук, О. В. Стрілецький. – Кам'янець-Подільський, 2010. – 164 с.
11. Гавриш Н. С. Ґрунтові ресурси та ґрунтокористування: правові аспекти [Текст] / Н. С. Гавриш // Науковий вісник Міжнародного гуманітарного університету. Сер. : Юриспруденція. – № 15. – Вип. 2. – 2015. – С. 76–80.
12. Гавриш Н. С. Правова охорона ґрунтів в Україні [Текст] / Н. С. Гавриш. – Одеса, 2008. – 228 с.
13. Гарбар В. В. Рендзини Подільських Товтр : монографія / В. В. Гарбар, С. П. Позняк. – Львів; Кам'янець-Подільський : Друкарня Рута, 2017. – 191 с.
14. Гаськевич В. Г., Паньків З., Папіш І., Ямелинець Т. Ґрунти // Львівська область: природні умови і ресурси: монографія / [за заг. ред. М. М. Назарука]. Львів: Вид-во Старого Лева, 2018. С. 117–156.
15. Геринович В. О. Кам'яниччина. Природа / В. О. Геринович. – Кам'янець-Подільський : Окружний краєзнавчий комітет, 1926. – 68 с.
16. Гродзинський М. Д. Середньоголоценове постаґрікультурне остепнення – перше на території України антропогенне перетворення ландшафтів регіонального масштабу / М. Д. Гродзинський // Український географічний журнал. – 2019. – № 2 (106). – С. 3–12.
17. Ґрунти Івано-Франківської області. / [під ред. Г. О. Андрущенко] – Ужгород : Карпати, 1969. – 77 с.

18. Грунти Тернопільської області. / [під ред. С. О. Скорини] – Львів : Каменяр, 1969. – 52 с.
19. Грунти Хмельницької області. / [під ред. С. О. Скорини] – Львів: Каменяр, 1968. – 70 с.
20. Грунтознавство з основами геології та географія ґрунтів [Текст] : навчальний посібник / Ф. П. Топольний, М. І. Мостіпан, О. Ф. Гелевера, В. С. Вахняк. – 3-є вид., випр. і доп. – Кіровоград : Лисенко В. Ф., 2014. – 384 с.
21. Гулик С. В. З історії проведення осушувальних меліорацій на території Західного Поділля / С. В. Гулик // Історія української географії. – Тернопіль, 2006. – Вип. 14. – С. 74–78.
22. Гулик С. В. Кадастрові карти як джерело вивчення стану земельних ресурсів Галичини XVII – поч. XX ст. / С. В. Гулик // Історія української географії. – Тернопіль, 2005. – Вип. 11. – С. 85–88.
23. Гулик С. В. Ретроспективний аналіз лучно-степових ландшафтів Західного Поділля, їх сучасний стан та напрям розвитку : автореф. дис. ... на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук : спец. 11.00.01 “Фізична географія, геофізика і геохімія ландшафтів” / С. В. Гулик. – Тернопіль, 2011. – 20 с.
24. Денисик Г. І. Антропогенні ландшафти Правобережної України / Г. І. Денисик. – Вінниця, 1998. – 292 с.
25. Денисик Г. І. Висотна диференціація рівнинних ландшафтів України : монографія [Текст]/ Г. І. Денисик, Л. М. Кирилюк. – Вінниця : ПП «Едельвейс і К», 2010. – 236 с.
26. Денисик Г. І. Подільські Товтри [Текст] : краєзнавчі нариси / Г. І. Денисик. – Вінниця : Тезис, 2005. – 88 с.
27. Денисик Г. І. Природнича географія Поділля [Текст]/ Денисик Г. І. – Вінниця : ЕкоБізнесЦентр, 2006. – 184 с.



28. Дідух Я. П., Шеляг-Сосонко Ю. Р. Геоботанічне районування України та суміжних територій [Текст] / Я. П. Дідух, Ю. Р. Шеляг-Сосонко // Укр. ботан. журн. – 2003. – № 1. – С. 6–17.
29. Докучаев В. В. Русский чернозем / В. В. Докучаев // Отчет Вольному экономическому обществу. – СПб., 1883.
30. Єргіна О. І. Зміни геохімічних показників у процесі сучасного ґрунтоутворення в Криму / О. І. Єргіна // Вісник Львівського ун-ту. Серія географічна. – 2013. – Вип. 44. – С. 114–121.
31. Заверуха Б. В. Збереження генофонду рідкісних рослин Волино-Подільської височини [Текст] / Б. В. Заверуха // Укр. ботан. журнал. – 1976. – №3. – С. 279–282.
32. Загальне геоморфологічне районування території України [Текст] / В. П. Палієнко, Б. О. Вахрушев, Я. С. Кравчук та ін. // Український геогр. журнал. – 2004. – № 1. – С. 3–11.
33. Заморій П. К. Четвертинні відклади Української РСР / П. К. Заморій – К. : Вид-во Київського ун-ту, 1961. – 550 с.
34. Канівець В. І. Актуальні питання історії українського ґрунтознавства / В. І. Канівець // Агрохімія і ґрунтознавство. – Кн. 1. – К., 2006. – С. 58–64.
35. Касіяник І. П. Проблеми природоохоронного землекористування Хмельницької області [Текст] / І. П. Касіяник // Наукові записки Вінницького державного педагогічного університету імені Михайла Коцюбинського. Серія : географія. – Вінниця : Вид-во ВНПУ, 2009. – Вип. 18. – С. 200–206.
36. Касіяник І. П. Сільськогосподарське землекористування, як провідний фактор проявів площинної ерозії ґрунтового покриву у басейні р. Смотрич [Текст] / І. П. Касіяник, В. М. Самар, // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. Серія : географія. – Тернопіль : Вид-во ТНПУ, 2012. – №1. – С. 246–152.

37. Касіяник І. П. Структура сільськогосподарських угідь, як критерій збалансованого природокористування у басейні р. Збруч (на матеріалах Хмельницької області) [Текст] / І. П. Касіяник, Л. В. Касіяник // Географія, екологія, туризм: теорія, методологія, практика. Матеріали міжнародної науково-практичної конференції, присвяченої 25-річчю географічного факультету Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. (21-23 травня 2015 р.) – Тернопіль: СМП «Тайп», 2015. – С. 262–264.
38. Касіяник І. П. Еколого-географічний аналіз та оцінка антропогенної перетвореності ландшафтів у межах Національного природного парку «Подільські Товтри» [Текст] / І. П. Касіяник // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. Серія: географія. – Тернопіль : Вид-во ТНПУ, 2006. – №2. – С 142 – 147.
39. Касіяник І. П. Категорії землекористування в понятійно-термінологічній системі природокористування [Текст] / І. П. Касіяник, Л. В. Касіяник // Збірник наукових праць. Спеціальний випуск до IV науково-практичної конференції «Сучасні проблеми збалансованого природокористування» (26 – 27 листопада 2009). – Кам'янець-Подільський : Вид-во Подільського державного аграрно-технічного університету, 2009. – С. 48 – 50.
40. Касіяник І. П. Природно-ресурсна база та пріоритетні напрямки розвитку екотуризму в межах НПП «Подільські Товтри» [Текст] / І. П. Касіяник, О. В. Кіс // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. Серія: географія. – Тернопіль : Вид-во ТНПУ, 2007. – №1. – С. 208 – 214.
41. Кирильчук А. А. Хімія ґрунтів. Основи теорії і практикум: навч. посібник [Текст] / А. А. Кирильчук, О. С. Бонішко. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – 354 с.
42. Кіт М. Г. Морфологія ґрунтів. Основи теорії і практикум : навч. посібник [Текст] / М. Г. Кіт // Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – 232 с.

43. Кітура В. М. Мінеральні води Тернопільщини [Текст] / В. М. Кітура, М. Я. Сивий // Наук. записки Тернопільського пед. ун-ту. Серія: географія. – 1999. – №2. – С. 23–29.
44. Ковалишин Д. І. Деякі підходи і принципи до класифікації та діагностики ґрунтів України / Д. І. Ковалишин // Ґрунтознавство. – 2008. – Т. 9, № 3–4. – С. 154–156.
45. Красівський Л. Уваги до новіших ґрунтоутворюючих відкладів Поділля / Л. Красівський // Записки сільськогосподарського інституту в Кам'янці на Поділлі. – 1924. – Т. 1. – С. 19–36.
46. Кривульченко А. І. Галогеохімія ґрунто-підґрунтя ландшафтних комплексів Причорноморсько-Приазовського сухостепоного краю : авт. дис...д-ра геогр. наук: спец. 11.00.05 / А. І. Кривульченко – Львів, 2003. – 31 с.
47. Крокос В. І. Ґрунтотворчі породи Проскурівської округи / В. І. Крокос // Матеріали дослідження ґрунтів України. – Вип. 1. – К., 1924. – С. 18–24.
48. Кубійович В. М. Географія українських і сумежних земель: т.1. Загальна географія / В. М. Кубійович. – Львів : Український видавничий дім, 1938. – С. 122–131.
49. Лактионов Н. И. Органическая часть почвы в агрономическом аспекте: Монография / Н. И. Лактионов. – Харьков, 1998. – 122 с.
50. Леваковський І. Ф. Матеріали для изучения чернозема / І. Ф. Леваковский // Труды Общества испытателей природы при Харьковском университете, Вып. 4. – Харьков, 1871. – 120 с.
51. Лісовський А. С. Вплив рельєфу на географію чорноземів Придністерського Поділля / А. С. Лісовський // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. Серія: географія. Спеціальний випуск. – Тернопіль : СМП “Тайп”. – № 2 (випуск 32). – 2012. – С. 51–55.

52. Лісовський А. С. Гумусовий стан чорноземів типових Придністерського Поділля / В. В. Гарбар, А. С. Лісовський // Вісник Львівського національного університету імені Івана Франка. – Сер. геогр. 2017 – Вип. 51. – С. 204-214.
53. Лісовський А. С. Морфогенез чорноземів типових Придністерського Поділля / А. С. Лісовський // Вісник Львівського університету. Серія географічна. – 2013. – Вип. 44. – С. 170–177.
54. Лісовський А. С. Фізичні властивості чорноземів типових Придністерського Поділля / А. С. Лісовський // Геополітика і геодинаміка регіонів. – 2014. – Том 10. – Вип. 1. – С. 700–705.
55. Лісовський А. С., Гарбар В. В. Фізико-хімічні властивості чорноземів типових Придністерського Поділля / А. С. Лісовський, В. В. Гарбар // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. Сер. Географія. Тернопіль : Тайп, 2021. №2 (51). С. 57-64.
56. Любінська Л. Г. Антропогенна трансформація рослинного покриву НПП "Подільські Товтри": охорона і відтворення : автореф. дис. д-ра біол. наук : 03.00.05 / Л. Г. Любінська; НАН України, Нац. ботан. сад ім. М. М. Гришка. – К., 2013. – 32 с.
57. Мазник Л. В. Генетико-географічні дослідження ґрунтів Західних областей України : монографія / Л. В. Мазник, С. П. Позняк. - Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2014. – 244 с.
58. Маринич О. М. Удосконалена схема фізико-географічного районування України / О. М. Маринич, Г. О. Пархоменко, П. Г. Шищенко // Український географічний журнал. – 2003. – № 1. – С. 16–20.
59. Мельник А. В. Основи регіонального еколого-ландшафтознавчого аналізу [Текст] / А. В. Мельник. – Львів, 1999. – 246 с.
60. Міллер Г. П. Ландшафтознавство: теорія і практика [Текст] / Г. П. Міллер, В. М. Петлін, А. В. Мельник // Навч. Посібник. – Львів : Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2002. – 172 с.

61. Назаренко І. І. Грунтознавство з основами геології : підручник [Текст] / І. І. Назаренко, С. М. Польшина, Ю. М. Дмитрук, І. С. Смага, В. А. Нікорич. – Чернівці : Книги-XXI, 2006. – 504 с.
62. Паламарчук Н. Ю. Палеогеографічні умови формування коршівського викопного ґрунтового комплексу Волино-Подялля: дис. ...канд. географ. наук : 11.00.04 / Паламарчук Надія Юріївна. – Львів, 2011. – 155 с.
63. Паньків З. П. Ґрунтові ресурси: значення та функції [Текст] / З. П. Паньків // Вісник ОНУ. Сер. : Географічні та геологічні науки. – Т. 20. – Вип. 2. – 2015. – С. 84–95.
64. Паньків З. П. Земельні ресурси : навч. посібник [Текст] / З. П. Паньків. – Львів : Видавн. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – 272 с.
65. Папіш І. Я. Валовий хімічний склад чорноземів Сокальсько-Торчинської пасмової височини / І. Я. Папіш // Вісник Львівського університету. Серія географічна. – 2013. – Вип. 44. – С. 265–274.
66. Папіш І. Я. Внутрішньофаціальні особливості чорноземів типових Вологої атлантичної фації / І. Я. Папіш // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. – Вип. 21. – 1998. – С. 47–51.
67. Папіш І. Я. Ґрунтово-географічне районування чорноземної території Західного регіону України / І. Я. Папіш // Україна та глобальні процеси: географічний вимір, Т. 3 – Київ–Луцьк, 2000. – С. 141–145.
68. Папіш І.Я. Історія розвитку класифікаційної проблеми в ґрунтознавстві // Вісник Львівського університету. Серія географічна. 2004. Вип. 30. С. 224–228.
69. Папіш І. Я. Літологічні особливості чорноземів опідзолених басейну верхнього Дністра / І. Я. Папіш // Агрохімія і ґрунтознавство. – Кн. 2. – Харків, 2006. – С. 125–126.
70. Папіш І. Я. Практикум з картографії ґрунтів: Навчальний посібник / І. Я. Папіш, Т. С. Ямелинець. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. – 450 с.

71. Папіш І. Я. Принципи та критерії класифікації чорноземів України // Вісник Одеського національного університету. Географічні та геологічні науки. 2009. Т. 14. Вип. 7. С. 333–337.
72. Папіш І. Я. Проблеми генези чорноземів Галичини / І. Я. Папіш, С. П. Позняк // Вісник Львівського ун-ту. Серія географічна. – 2010. – Випуск 38. – С. 271–280.
73. Папіш І.Я. Процеси антропогенної еволюції чорноземів Західного Лісостепу України // Вісник Львівського університету. Серія географічна. 2000. Вип. 27. С. 108–110.
74. Папіш І. Я. Процеси гранулометричної диференціації в чорноземах типових Північно-Подільського лісостепу / І. Я. Папіш // Вісник Львівського ун-ту. Серія географічна. – 1998. – Випуск 23. – С. 138–143.
75. Папіш І.Я. Фракційно-груповий склад гумусу чорноземів типових Північно-Подільського лісостепу // Науковий Вісник Волинського університету імені Лесі Українки. 2020. – 4. С. 226–228.
76. Папіш І. Я. Телегуз О. Г. Хіміко-мінералогічний склад глинистої фракції чорноземів типових Подільської височини // Вісник Львівського університету. Серія географічна. 2017. Вип. 51. С. 278–291.
77. Петлін В. М. Закономірності організації ландшафтних фацій [Текст] / В. М. Петлін. – Одеса : Маяк, 1998. – 240 с.
78. Підвальна Г. С. Гумусовий стан автоморфних ґрунтів Пасмового Побужжя / Г. С. Підвальна, С. П. Позняк // – Монографія. – Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004. – 192 с.
79. Позняк С. П. Актуальні проблеми географії ґрунтів [Текст] / С. П. Позняк // Вісник Львівського університету. Серія: Географічна. – 2013. – Вип. 44. – С. 3–7.
80. Позняк С. П. Ґрунтово-географічні проблеми Західного регіону України / С. П. Позняк, М. Г. Кіт // Матеріали Всеукр. наук. конф. «Проблеми географії України». – Львів, 1994. – С. 15–16.

81. Позняк С. П. Ґрунтово-географічне районування широколистяно-лісової ґрунтово-біокліматичної зони України / [С. П. Позняк, І. Я. Папіш, Г. С. Іванюк, Т. С. Ямелинець] // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного ун-ту ім. Володимира Гнатюка. Серія: географія. – Тернопіль : СМП “Тайп”. –1 (випуск 46). – 2019. –С. 26–39.
82. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів / С. П. Позняк // Підручник. У двох частинах. Ч.2 – Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – 286 с.
83. Позняк С. П. Динаміка гумусу чорноземів типових районів інтенсивного бурякосіяння / С. П. Позняк, І. Я. Папіш // Тез. доп. IV з’їзду ґрунтознавців і агрохіміків України. – Харків, 1994. – С. 73–74.
84. Позняк С. П. Практикум з фізики ґрунту / С. П. Позняк, І. Я. Папіш // Фізика твердої фази ґрунту. Ч. 1. – Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2001. – 56 с.
85. Позняк С. П. Сучасні проблеми ґрунтоутворення і екології ґрунтів / С. П. Позняк // Регіональні екологічні проблеми: Зб. наук. пр. – К., 2002. – С. 31–32.
86. Позняк С. П. Чорнозем – феномен природи / С. П. Позняк // Вісн. Львів. держ. ун-ту. Сер. геогр. – Львів, 1998. – Вип. 23. – С. 358–361.
87. Позняк С. П. Картографування ґрунтового покриву: Навчальний посібник / С. П. Позняк, Є. Н. Красеха, М. Г. Кіт– Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2003. – 500 с.
88. Позняк С. П. Історичний аналіз дослідження чорноземів Галичини та Поділля / С. П. Позняк, Л. В. Мазник // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені В. Гнатюка. Серія: географія. Спеціальний випуск. – Тернопіль : СМП “Тайп”. – № 2 (випуск 32). – 2012. – С. 19–24.
89. Полупан М. І. Визначник еколого-генетичного статусу та родючості ґрунтів України : навч. посібник [Текст] / М. І. Полупан, В. Б. Соловей, В. І. Кисіль, В. А. Величко. – К. : Колообіг, 2005. – 304 с.

90. Полупан М. І. Класифікація ґрунтів України / М. І. Полупан, В. Б. Соловей, В. А. Величко. – К. : Аграрна наука, 2005. – 300 с.
91. Польшина С. М. Ґрунтознавство. Головні типи ґрунтів / С. М. Польшина – Ч. 1. – 2010. – 92 с.
92. Польшина С. М. Світова реферативна база ґрунтових ресурсів 2006 [Текст] / С. М. Польшина, В. А. Нікорич. – Чернівці :Книги – XXI, 2007. – 200 с.
93. Природа Івано-Франківської області / За редакцією К. І. Геренчука. – Львів : Вища шк., 1973. – 160 с.
94. Природа Тернопільської області / За редакцією К. І. Геренчука. – Львів : Вища шк., 1979. – 167 с.
95. Природа Хмельницької області / За редакцією К. І. Геренчука. – Львів : Вища шк., 1980. – 152 с.
96. Природа Чернівецької області / [За ред. К.І. Геренчука]. – Львів : Вища школа, 1978. – 160 с.
97. Природні умови та ресурси Тернопільщини / Л. П. Царик, М. Я. Сивий. – Тернопіль: ТЗОВ «Терно-граф», 2011. – 512 с.
98. Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України : монографія / [за ред. Ж. М. Матвіїшиної]. – К. : Наукова думка, 2010. – 192 с.
99. Роїк М. В. Сучасні науково обґрунтовані підходи до використання землі / М. В. Роїк // Агроінком. – 2003. – № 1–2. – С. 8–16.
100. Руденко Ф. А. Гідрогеологія Української РСР [Текст] / Ф. А. Руденко. – К. : Вища школа, 1972. – 174 с.
101. Свинко Й. М. Неотектоніка і рельєф Західно-Подільською горбогір'я [Текст] / Й. М. Свинко, П. Дем'янчук // Наук. зап. Терноп. держ. пед. ун-ту, Сер. : Географія. – 2001. – № 1. – С. 17–25.
102. Сивий М. Я. Прісні підземні води Тернопільщини [Текст] / М. Я. Сивий, В. М. Кітура // Наукові записки Тернопільського пед. ун-ту. Серія: географія. – 2003. – №1. – С. 89–95.



103. Скорина С. О. Агрогрунтові райони Лісостепу правобережного та західного [Текст] / С. О. Скорина // Агрохімія і ґрунтознавство. – К. : Урожай, 1969. – Вип. 12. – С. 91–108.
104. Стратегія збалансованого використання, відтворення і управління ґрунтовими ресурсами України [Текст] / [за наук. ред. С. А. Балюка]. – К. : Аграрна наука, 2012. – 240 с.
105. Тихоненко Д. Г. До питання про класифікацію ґрунтів України / Д. Г. Тихоненко // Ґрунтознавство. – 2001. – Т. 1, № 1–2. – С. 15–22.
106. Томенюк О. Професор Ю. І. Полянський – видатний дослідник плейстоцену “полудневого Поділля” / О. Томенюк : матеріали XVI укр.-польськ. семінару “Найдавніші леси Поділля і Покуття: проблеми генези, стратиграфії, палеогеографії”. – Львів : Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2009 – С. 8–14.
107. Топольний Ф. П. Особливості ґрунтового покриву Подільського Придністров’я [Текст] / Ф. П. Топольний // Вісник ХНАУ. – 2008. – № 2. – С. 151–154.
108. Холковська Т. Географічні дослідження Поділля у працях польських вчених ХІХ сторіччя / Т. Холковська // Історія української географії : збірник матеріалів ІІІ Міжнародної наукової конференції, присвяченої 130-літньому ювілею академіка Степана Рудницького. – Тернопіль : 2007. – Ч. 1. – С. 50–52.
109. Цись П. М. Геоморфологія УРСР / П. М. Цись. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1962. – 223 с.
110. Чернюк Г. В., Царик П. Л. Кліматичні ресурси Поділля [Текст] / Г. В. Чернюк, П. Л. Царик // Наукові записки ТНПУ. Серія : географія. – №1. – 2008. – С. 50–59.
111. Bach R. Die Standorte jurassischer Buchenwaldgesellschaften mit besonderer Berücksichtigung der Böden (Humuskarbonatböden und Rendzinen) [Текст] : Diss. ETH / Roman Bach. – Zürich. Erschienen in: Ber. Schweiz. Bot. Gesellsch. 60. – 1948 – P. 51–52.

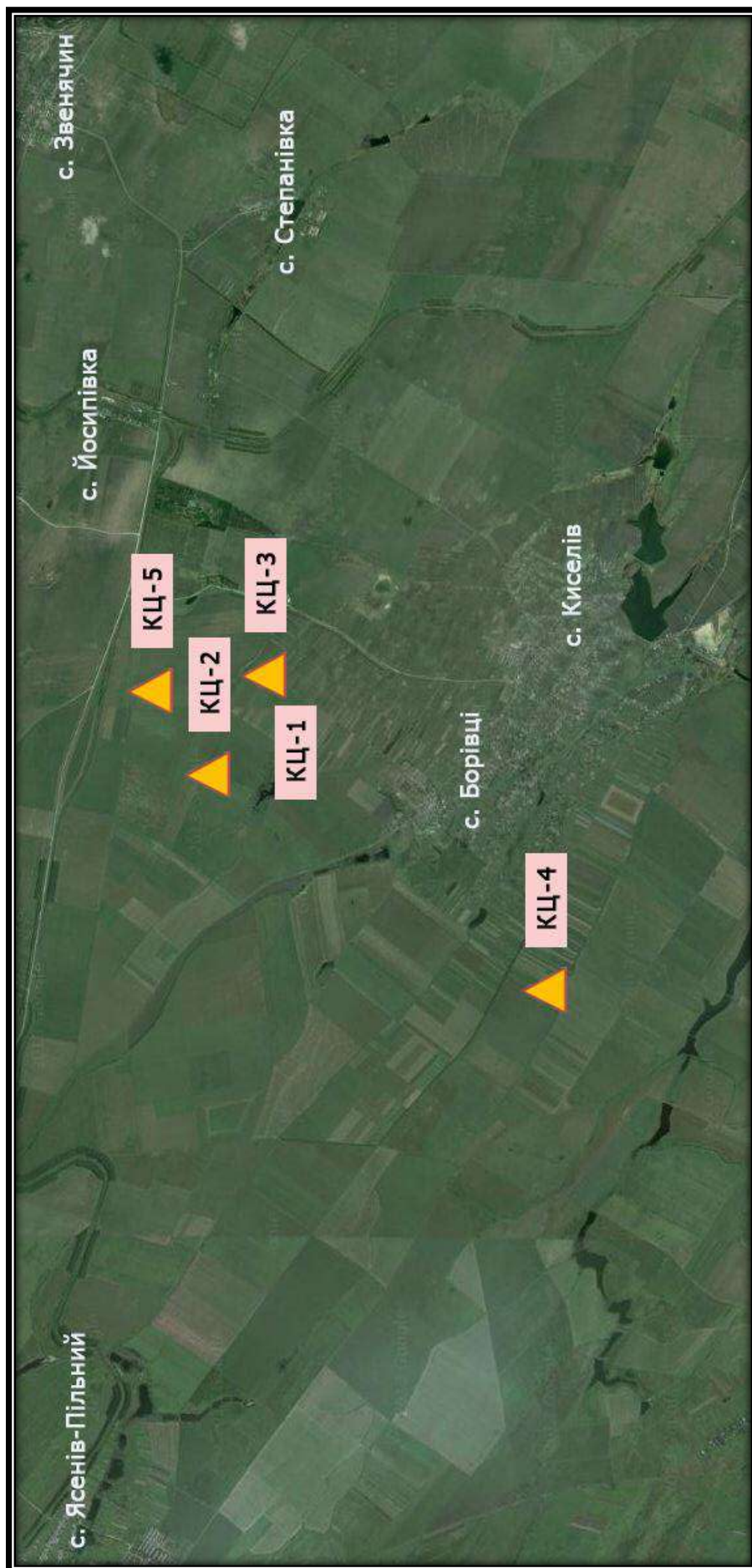
112. Bryk M. Indices of shape in the classification of soil structure [Текст] / M. Bryk // Polish Journal of Soil Science. – V. 37, № 1. – 2004. – pp. 1–10.
113. Bryk M. Morphometric evaluation of transformation of soil structure from coherent into aggregate one / M. Bryk // Acta Agrophysica, – V. 12, № 3, – 2008. – pp. 595–606.
114. Buber L. Die galizisch-podolische Schwarzerde, ihre Entstehung und naturliche Beschaffenheit / Leopold Buber. – Berlin, 1910. – P. 36.
115. Charzyński P. Testing WRB on Polish Soils [Текст] / P. Charzyński // Association of Polish Adult Educators. – Toruń, 2006., – 110 p.
116. Duchaufour Ph. Pedologie. Pedogenese et classification [Текст] / Ph. Duchaufour. – Paris: Masson, 1983.
117. Dupuis J. Observations sur les formations superficielles et les sols de Beauce au sud d'Etampes [Текст] / J. Dupuis, A. Cuilleux // Ann. Agro. – Paris, 1955. – № 3. – pp. 373–383.
118. Guidelines for profile description [Текст] – 3rd Edition. FAO–ISRIC. – Rome, 1990. – 96 p.
119. Harbassowitz, H.: Laterit, Fortschr. Geolog. und Paleont [Текст]., 4, – 1926. – pp. 253–566.
120. Harris P. J. Dynamics of soil aggregation / P. J. Harris, G. Chester, O. N. Allen – Adv. Agron., 1965, – P. 107–180.
121. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil classification system for naming soil and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports №106 FAO. Rome, 2014. 181 p.
122. Jenny H. Behavior of potassium and sodium during the process of soil formations / H. Jenny // Missouri Agris. Exp. Sta. Res. Bull. – № 162. – 1931. – P. 24–52.
123. Kumada K. Studies on the color of humic acids. On the concepts of humic substances and the humification / K. Kumada // Soil Sci., Plant Nutr. – 1965. – V.11. № 4. – P.151.

124. Kuwatsuka S. Chemical studies on soil humic acids / S. Kuwatsuka, K. Tsutsuki, K. Kumada // *Soil Sci., Plant Nutr.* – 1978. – V. 24. № 3. – P. 337.
125. Lozinski W. *MapagłębowjewództwaTarnopolskiego.* – Krakow, 1933. – S. 24–28.
126. *Methods of Soil Analysis [Текст].* – Part. U.S.A : *Agronomy Monograph*,– 2nd Edition. – 1982. – № 9. – 68 p.
127. *Munsell soil color charts.* – Baltimore 2, Maryland USA, 1954.
128. Pallman H. *Bodenkunde und Pflanzensoziologie [Текст]* / H. Pallman – Zürich : Polygraphischer Verlag, – 1948. – 230 p.
129. Pallmann, H. Über die Zusammenarbeit von Bodenkunde und Pflanzensoziologie [Текст] / H. Pallmann, F. Richard, R. Bach // «10 Congress Zurich 1948» des Internationalen Verbandes forstlicher Versuchsanstalten, – 1948. – P. 57–95.
130. Ponomareva V.V. Humus formation its nature and geographical distribution / V. V. Ponomareva // *Rapp. Congr. Intern. de la Science du Sol.* – Paris, 1956. – P. 12–36.
131. Papish I. Differentiation of the Material Composition of Lviv Region Luvic Greyzemic Chernozems (Ukraine) // *Polish Journal of Soil Science.* Lublin, 2017. Vol. 50.– 1. P. 11–20.
132. Stoops, G. Evaluation of Kubiëna’s Contribution to Micropedology. At the Occasion of the Seventieth Anniversary of His Book “Micropedology” [Текст] / G. Stoops // *Eurasian Soil Science*, Springer, 2009 – Vol. 42, P. 693–698.
133. Taubner H. Determination of soil texture: Comparison of the sedimentation method and the laser-diffraction analysis [Текст] / Taubner H., Roth B., Tippkötter R. // *Journal of Plant Nutrition and Soil Science.* – 2009. № 172. – P. 161–171.
134. *World Reference Base of Soil Resources / World Soil Reports 84.* ISSS/ISRIC/FAO. Rome, 1988. – 88 p.

## ДОДАТКИ

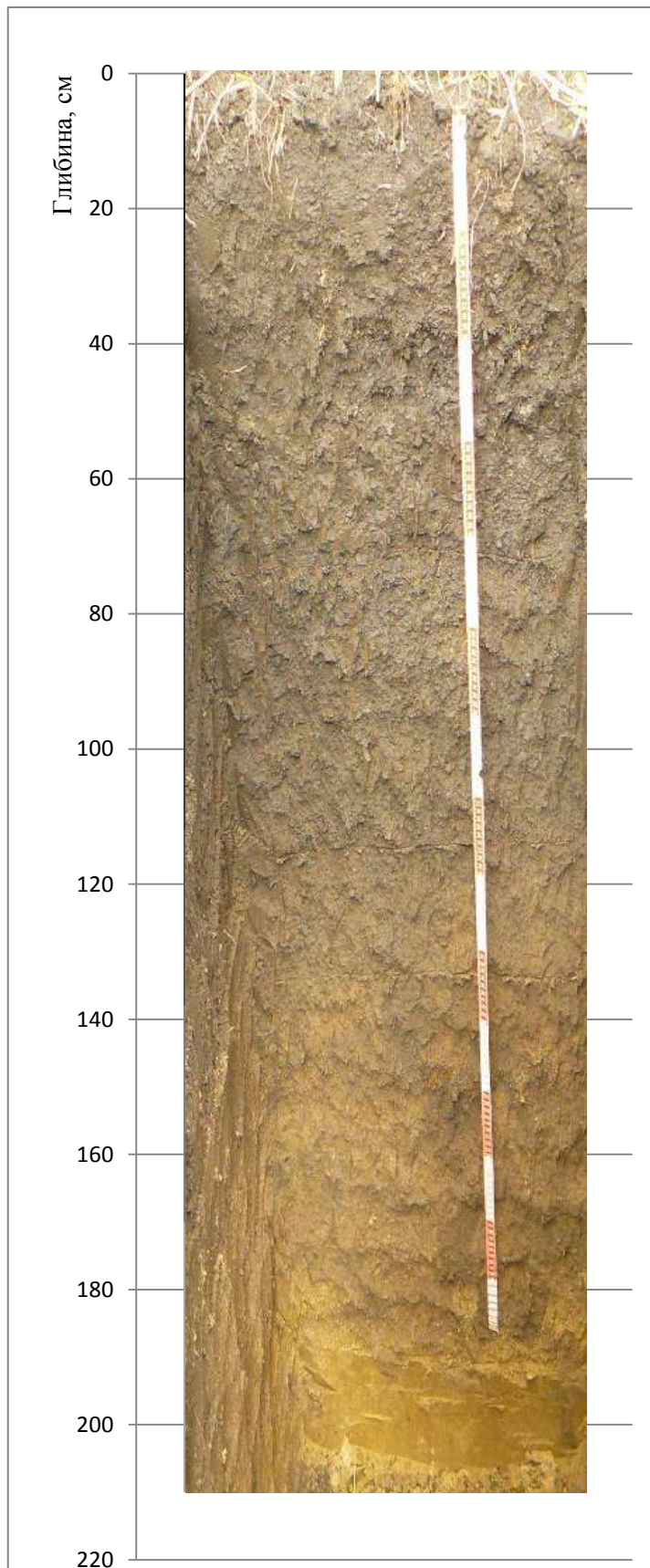
## Додаток А

Просторова локалізація ґрунтових розрізів чорноземів типових  
ключової ділянки “Борівці”

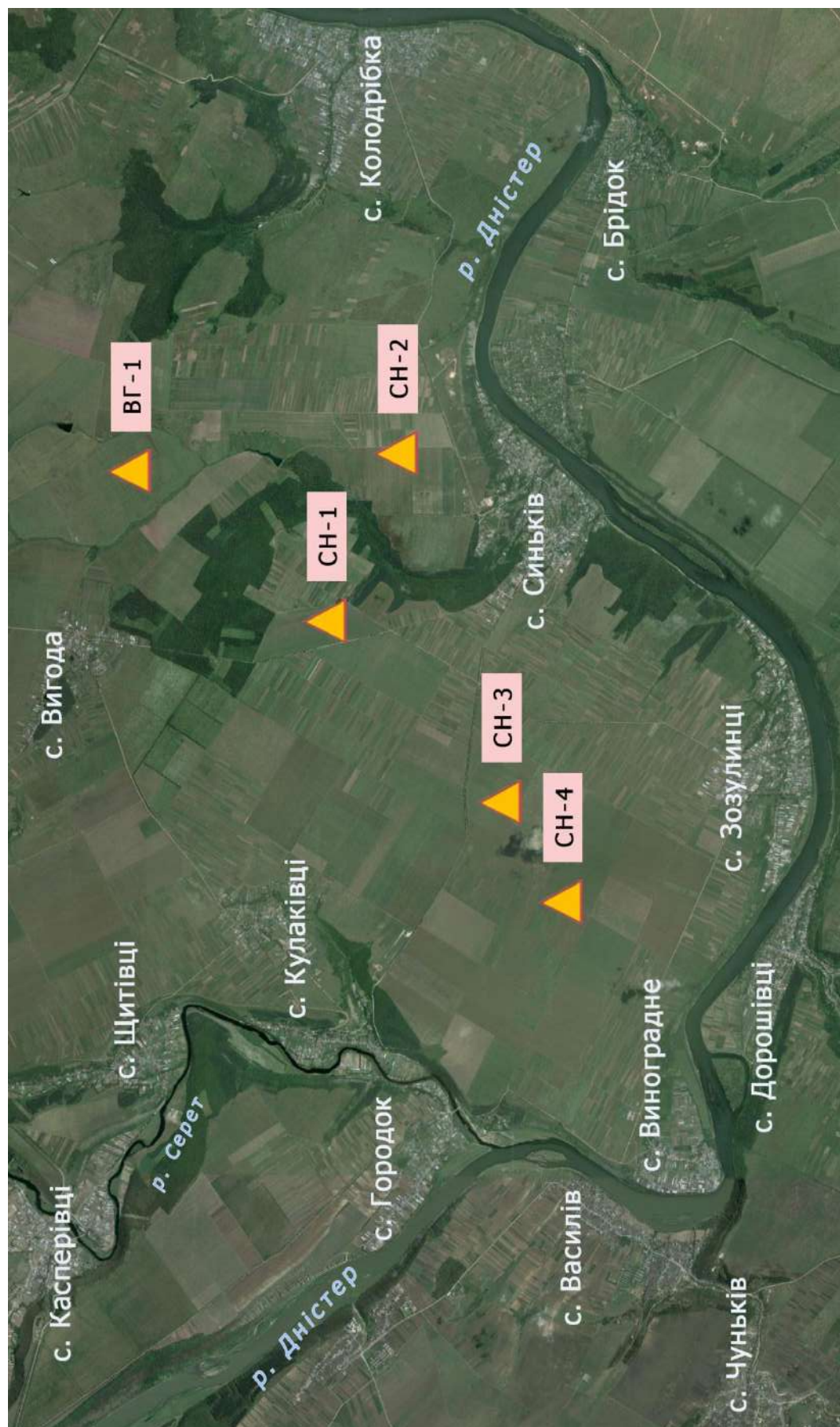


▲ КЦ-4 — номер ґрунтового розрізу

КЦ-1.  
Будова генетичного профілю чорнозему типового малогумусного глеюватого  
важкосуглинкового на лесоподібних суглинках

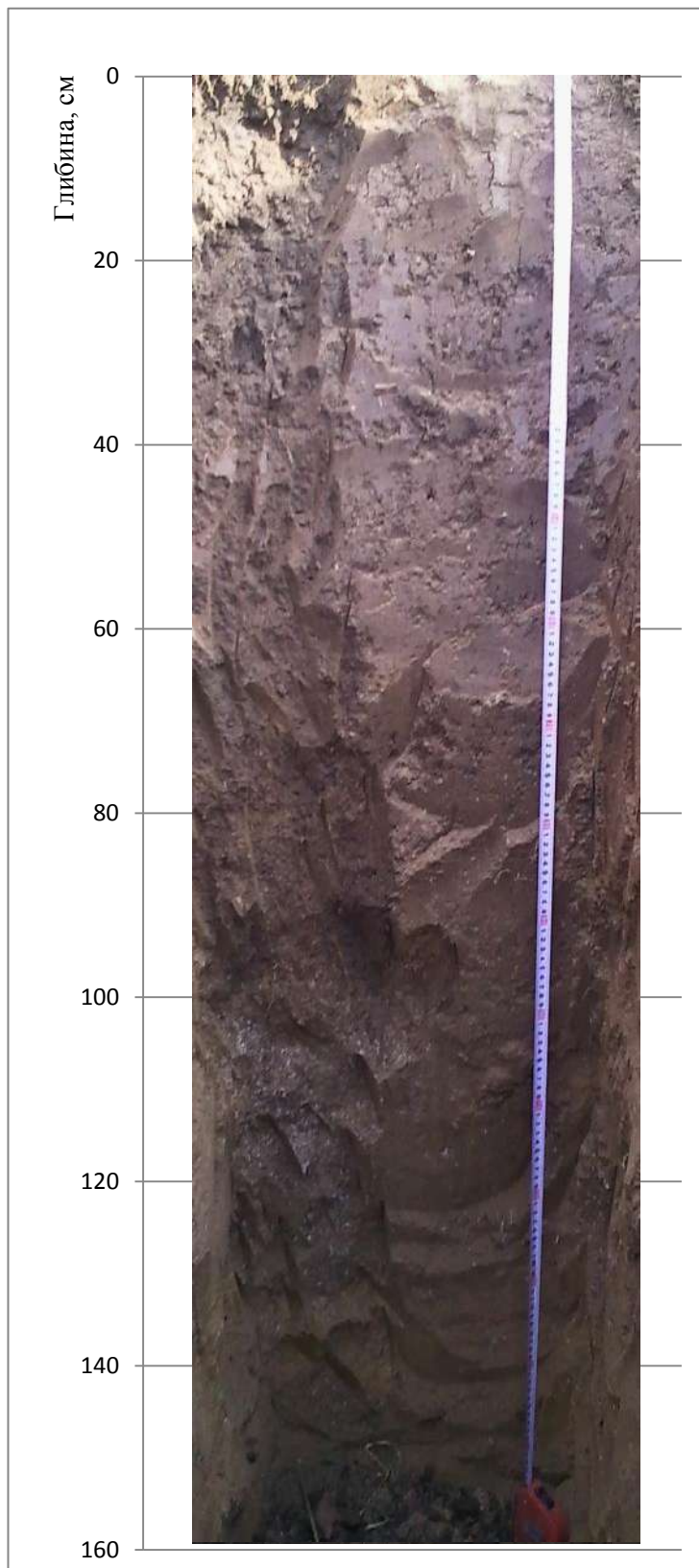


Просторова локалізація ґрунтових розрізів чорноземів типових  
ключової ділянки “Синьків”



▲ СН-4 — номер ґрунтового розрізу

Ключова ділянка “Синьків”, розріз СН-4  
Будова генетичного профілю чорнозему типового малогумусного  
середньосуглинкового на лесоподібних суглинках



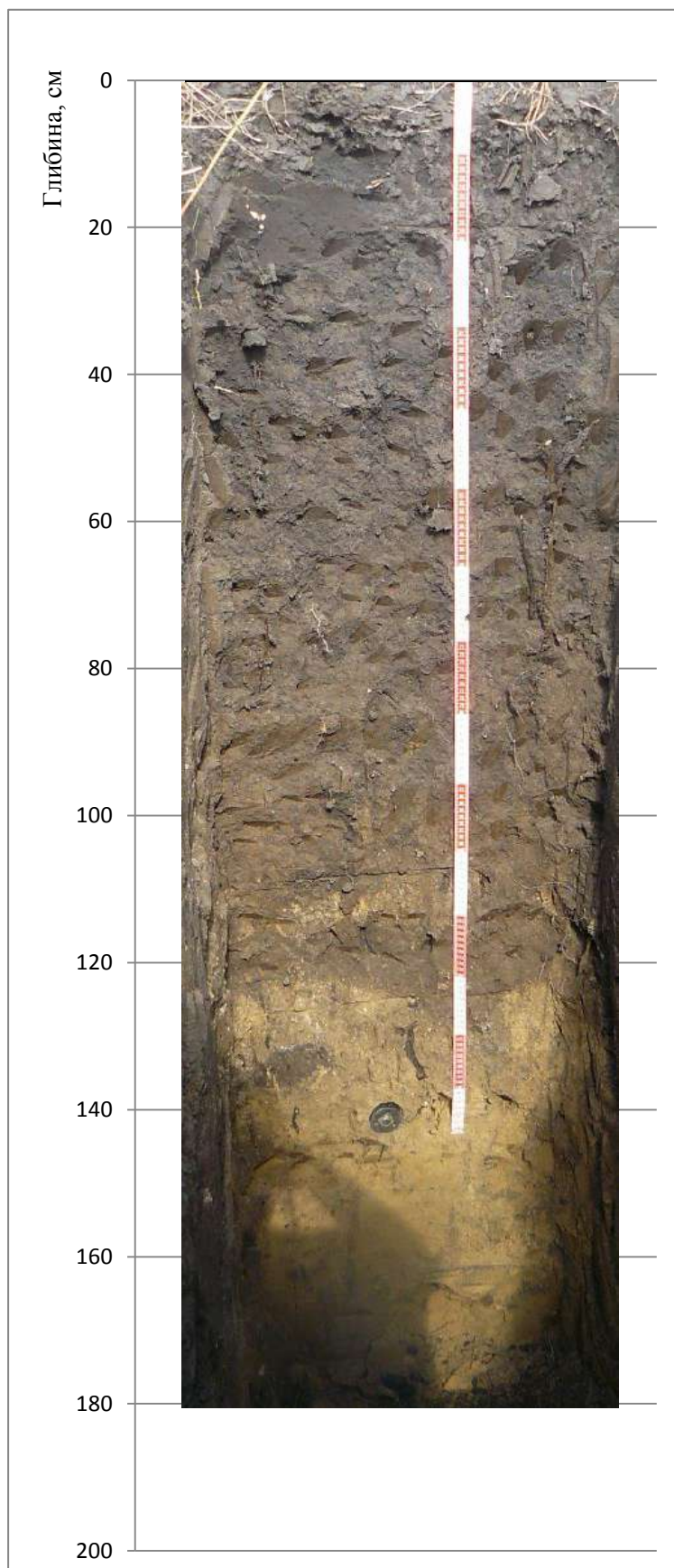
Просторова локалізація ґрунтових розрізів чорноземів типових  
ключової ділянки “Олексинці”



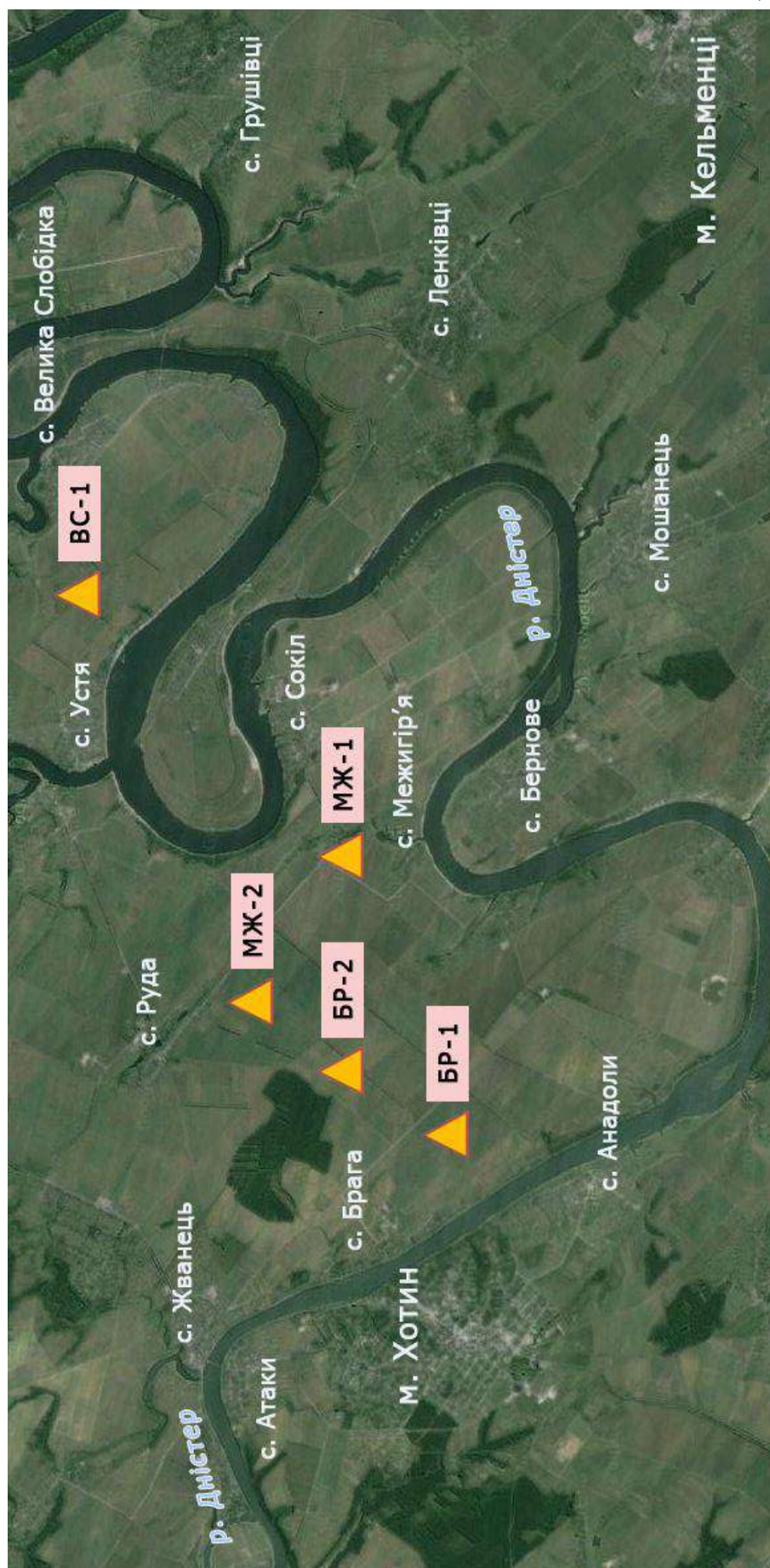
▲ ОЛ-1 — номер ґрунтового розрізу



Ключова ділянка “Олексинці”, розріз ОЛ-1  
Будова генетичного профілю чорнозему типового малогумусного глибинно-  
глеюватого середньосуглинкового на лесоподібних суглинках

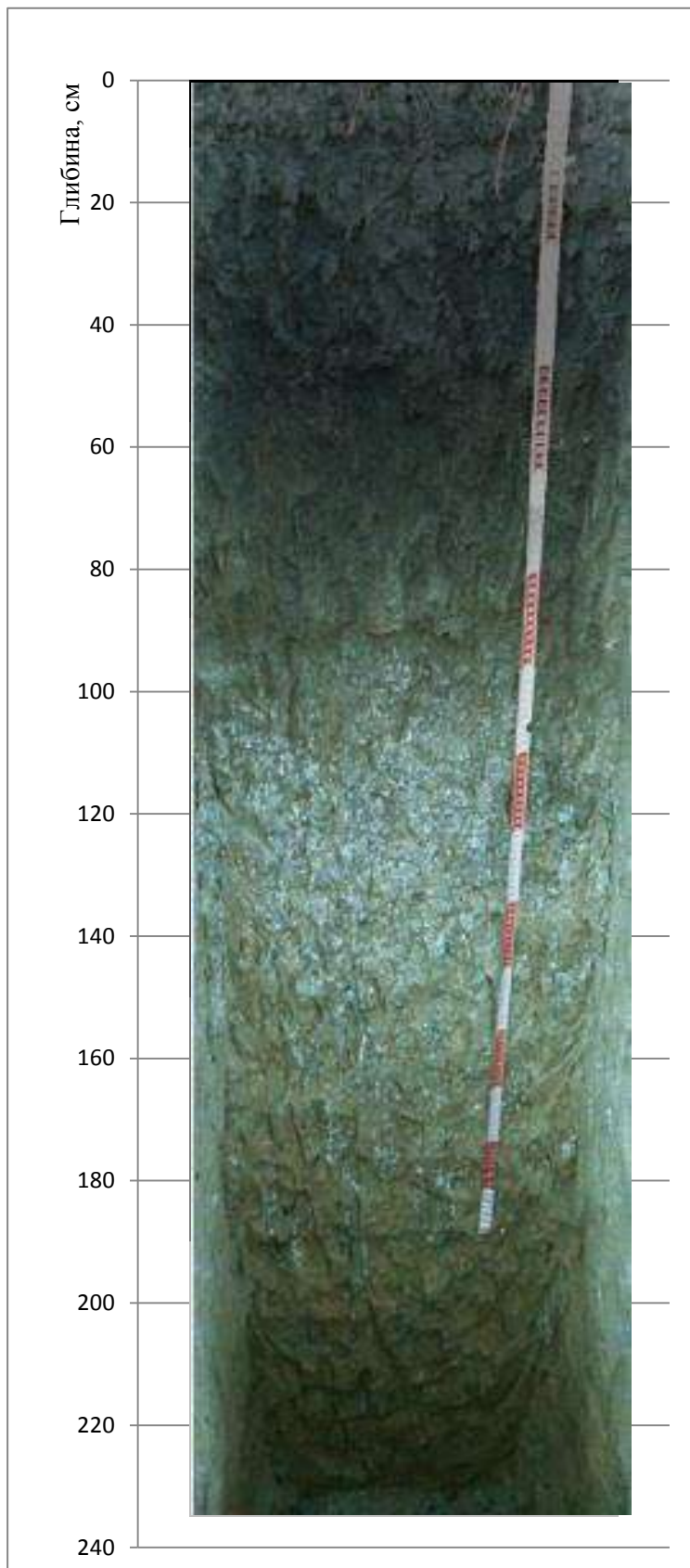


Просторова локалізація ґрунтових розрізів чорноземів типових ключової ділянки “Велика Слобідка”

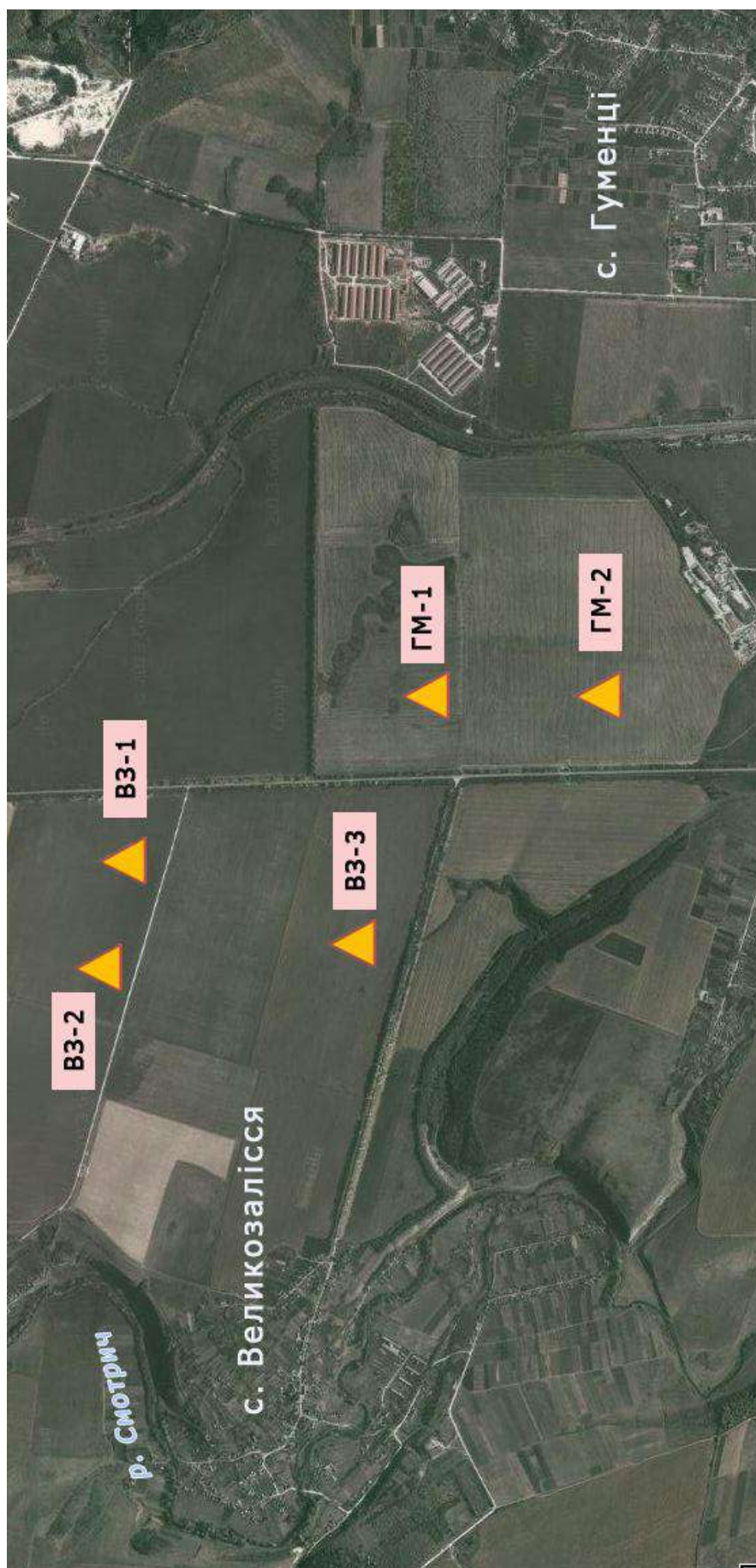


▲ **ВС-1** — номер ґрунтового розрізу

Ключова ділянка “Велика Слобідка”, розріз ВС-1  
Будова генетичного профілю чорнозему типового малогумусного  
середньосуглинкового на лесоподібних суглинках

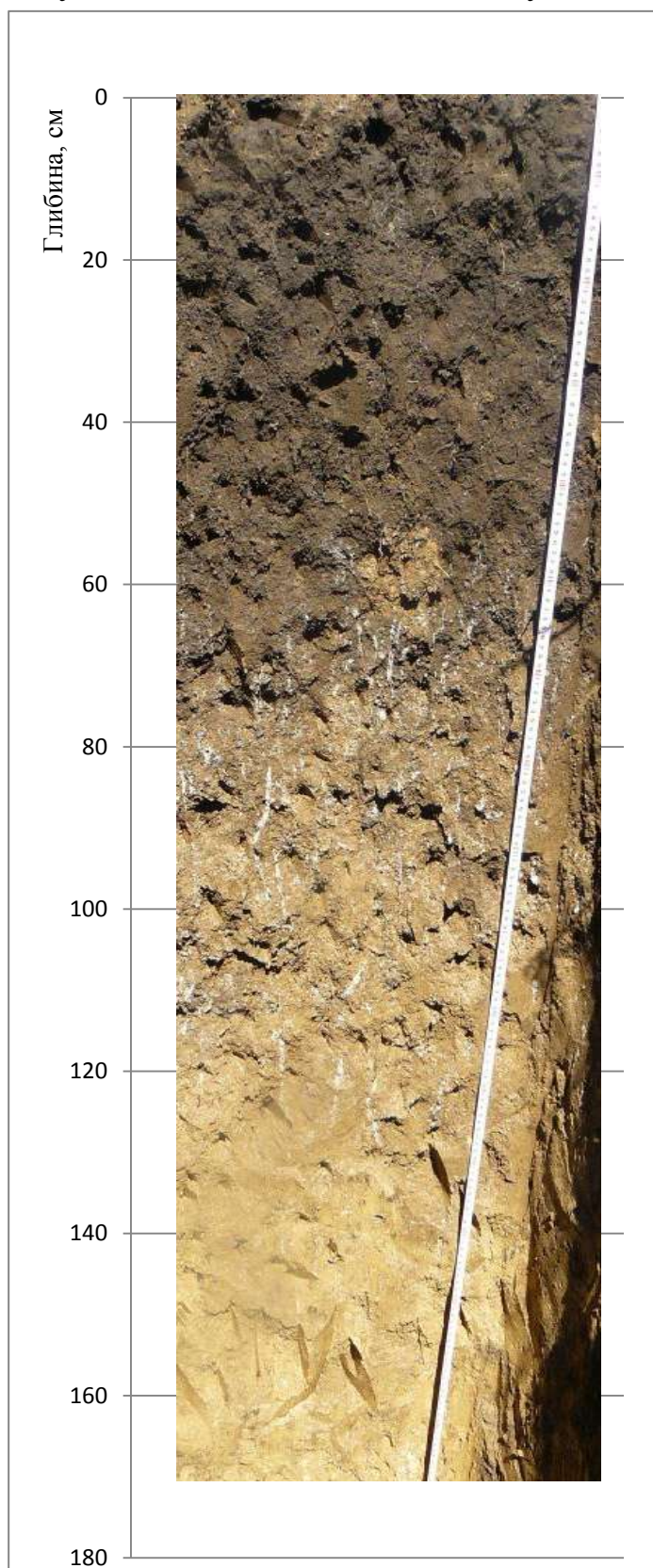


Просторова локалізація ґрунтових розрізів чорноземів типових ключової ділянки “Гуменці”



 **VЗ-1** — номер ґрунтового розрізу

Ключова ділянка “Гуменці”, розріз ВЗ-1  
Будова генетичного профілю чорнозему типового малогумусного  
середньосуглинкового на лесоподібних суглинках



Географічні координати досліджуваних розрізів чорноземів типових  
Придністерського Поділля

Ключова ділянка	Розріз	Географічна широта	Географічна довгота
“Борівці”	КЦ-1	48° 36' 10.77" пн. ш.	25° 37' 47.25" сх. д.
	КЦ-2	48° 36' 33.60" пн. ш.	25° 38' 48.34" сх. д.
	КЦ-3	48° 36' 26.15" пн. ш.	25° 39' 4.18 " сх.д.
	КЦ-4	48° 35' 19.83" пн. ш.	25° 36' 48.76" сх. д.
	КЦ-5	48° 37' 11.29" пн. ш.	25° 39' 1.14" сх. д.
“Синьків”	СН-1	48° 37' 36.21" пн. ш.	25° 56' 9.77" сх. д.
	СН-2	48° 37' 38.05" пн. ш.	25° 57' 31.34" сх. д.
	СН-3	48° 37' 06.33" пн. ш.	25° 54' 8.02" сх. д.
	СН-4	48° 37' 05.83" пн. ш.	25° 53' 0.32" сх. д.
	ВГ-1	48° 40' 17.18" пн. ш.	25° 58' 5.51" сх. д.
“Олексинці”	ОЛ-1	48° 48' 17.38" пн. ш.	25° 53' 4.55" сх. д.
	ОЛ-2	48° 48' 25.73" пн. ш.	25° 53' 15.61" сх. д.
	ОЛ-3	48° 48' 41.75" пн. ш.	25° 53' 46.90" сх. д.
	БЗ-1	48° 46' 20.33" пн. ш.	25° 54' 21.49" сх. д.
	БЗ-2	48° 46' 30.61" пн. ш.	25° 55' 32.40" сх. д.
“Велика-Слобідка”	ВС-1	48° 34' 18.10" пн. ш.	26° 40' 47.59" сх. д.
	БР-1	48° 30' 23.85" пн. ш.	26° 32' 44.55" сх. д.
	БР-2	48° 31' 26.94" пн. ш.	26° 33' 56.56" сх. д.
	МЖ-1	48° 31' 32.88" пн. ш.	26° 36' 42.41" сх. д.
	МЖ-2	48° 31' 48.94" пн. ш.	26° 36' 5.64" сх. д.
“Туменці”	ВЗ-1	48° 47' 34.74" пн. ш.	26° 34' 29.30" сх. д.
	ВЗ-2	48° 47' 39.93" пн. ш.	26° 34' 3.01" сх. д.
	ВЗ-3	48° 46' 57.59" пн. ш.	26° 34' 28.04" сх. д.
	ГМ-1	48° 46' 39.57" пн. ш.	26° 35' 17.04" сх. д.
	ГМ-2	48° 46' 15.13" пн. ш.	26° 35' 15.34" сх. д.

## Додаток М

## Гранулометричний склад чорноземів типових Придністерського Поділля

Генетичний Горизонт	Глибина відбору зразків, см	Гігроскопіч- на волога, %	Розмір частинок у мм, кількість у %							Сума часток розміром менше 0,01 мм, %
			Фізичний пісок			Фізична глина			Мул	
			Пісок		Пил	Мул				
			1-0,25	0,25-0,05		0,05-0,01	0,01- 0,005	0,005- 0,001		
Чорнозем глибокий малогумусний глеюватий важкосуглинковий на лесоподібних суглинках.										
Розріз КЦ-1										
Н <sub>орн</sub>	0–10	4,0	2,74	3,94	42,91	10,95	10,03	29,43	50,41	
	10–20	3,8	3,48	3,72	41,78	10,07	10,43	30,52	51,02	
Н <sub>п/орн</sub>	20–30	3,4	4,89	3,43	40,23	9,75	10,55	31,15	51,45	
	30–40	3,9	5,46	3,04	40,10	9,52	10,62	31,26	51,40	
	40–50	4,0	6,03	3,09	40,26	9,09	10,05	31,48	50,62	
Н <sub>рк</sub>	50–62	4,1	6,52	3,11	40,47	8,93	9,43	31,54	49,90	
	62–70	4,2	6,28	3,13	40,72	8,86	9,22	31,79	49,87	
	70–80	4,1	6,05	3,14	40,64	9,01	9,32	31,84	50,17	
	80–90	4,0	5,78	3,21	40,28	9,14	9,34	32,25	50,73	
	90–100	3,8	5,65	3,12	40,13	10,08	9,95	31,07	51,10	
Н <sub>рк</sub>	100–112	3,8	5,03	2,98	39,78	10,87	10,57	30,77	52,21	
	112–120	3,6	4,79	2,89	39,67	11,49	10,43	30,73	52,65	
	120–130	3,7	4,69	2,67	39,65	11,74	10,55	30,70	52,99	
Н <sub>рк</sub>	130–138	3,8	3,99	2,88	39,98	12,59	10,57	29,99	53,15	
	138–150	4,0	3,76	2,98	40,09	12,74	10,78	29,65	53,17	
Phk(gl)	160–170	4,2	3,45	3,19	40,5	12,84	10,97	29,05	52,86	
	180–190	4,3	3,24	3,28	40,64	12,98	11,01	28,85	52,84	
Pk(gl)	200–210	4,4	3,04	3,31	41,04	13,02	11,05	28,54	52,61	
Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках.										
Розріз СН-4										
Н <sub>орн</sub>	0–15	3,2	0,0	4,88	51,04	7,6	9,28	27,2	44,08	
Н <sub>п/орн</sub>	15–25	2,0	0,0	5,45	50,64	8,96	8,82	26,13	43,91	
	25–35	2,6	0,0	5,84	49,64	9,87	8,68	25,97	44,52	
Н <sub>р</sub>	35–50	3,2	0,0	5,98	48,98	10,63	8,59	25,82	45,04	
	50–60	3,0	0,0	6,33	48,75	10,93	8,44	25,55	44,92	
Н <sub>рк</sub>	60–70	2,9	0,0	6,64	48,64	11,53	8,22	24,97	44,72	
	70–80	3,0	0,0	6,71	48,52	11,65	8,14	24,98	44,77	
	80–90	2,8	0,0	7,19	48,34	12,54	7,98	23,95	44,47	
Phk	90–100	2,9	0,0	7,88	48,05	11,87	7,54	24,66	44,07	
	100–110	2,8	0,0	8,54	46,88	11,76	7,84	24,98	44,58	
	110–120	2,7	0,0	9,49	46,65	11,89	7,96	24,01	43,86	
	120–130	2,8	0,0	9,47	46,41	11,34	8,65	24,13	44,12	
Pk	140–150	3,4	0,0	9,44	46,48	11,04	8,98	24,06	44,08	
Чорнозем глибокий малогумусний глибинно-глеюватий на лесоподібних суглинках.										
Розріз ОЛ-1										
Н <sub>орн</sub>	0–12	3,4	0,23	11,78	50,6	5,98	6,98	24,43	37,39	
Н <sub>п/орн</sub>	12–20	3,2	0,18	9,85	50,97	6,23	7,78	24,99	39,00	
Н <sub>р</sub>	20–30	3,6	0,11	8,13	51,73	6,44	7,86	25,73	40,03	
	30–40	3,0	0,03	7,02	52,02	6,85	8,42	25,66	40,93	

## Закінчення дод. М

Генетичний Горизонт	Глибина відбору зразків, см	Гігроскопіч- на волога, %	Розмір частинок у мм, кількість у %							Сума часток менше 0,01 мм, %
			Фізичний пісок			Фізична глина				
			Пісок		0,05-0,01	Пил		Мул		
			1-0,25	0,25-0,05		0,01- 0,005	0,005- 0,001		<0,001	
Нр	40–50	3,2	0,09	6,97	51,94	6,98	8,49	25,53	41,00	
	50–60	3,1	0,12	7,12	51,23	8,19	8,59	24,75	41,53	
	60–70	3,0	0,13	7,55	51,07	7,94	8,66	24,65	41,25	
	70–80	2,9	0,14	7,71	50,94	7,66	8,91	24,64	41,21	
НРк	80–90	3,0	0,23	8,89	49,53	7,57	8,57	25,21	41,35	
	90–100	3,4	0,31	8,56	49,32	7,61	8,64	25,56	41,81	
	100–110	3,8	0,36	8,57	48,56	8,76	8,63	25,12	42,51	
Phk	110–120	4,4	0,4	8,51	48,54	9,45	8,02	25,08	42,55	
	140–150	4,2	0,42	8,46	45,43	9,98	9,78	25,93	45,69	
Рк(г)	170–180	4,0	0,45	9,41	44,36	10,04	9,68	26,06	45,78	
Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ВЗ-1										
Н <sub>орн</sub>	0–10	4,0	0,0	9,3	47,4	11,8	10,4	21,1	43,30	
Н <sub>п/орн</sub>	10–20	3,8	0,0	10,1	46,7	10,9	11,8	20,5	43,20	
	20–35	3,6	0,0	8,9	47,2	12,6	13,4	17,9	43,90	
Нрк	35–45	4,8	0,0	10,5	48,1	13,8	10,1	17,5	41,40	
	45–55	3,4	0,0	11,5	49,1	10,4	10,5	18,5	39,40	
	55–67	3,8	0,0	9,5	49,5	10,5	11,8	18,7	41,00	
НРк	67–80	3,2	0,0	9,3	49,6	11,2	12,5	17,4	41,10	
	80–90	3,0	0,0	8,8	50,4	10	13,4	17,4	40,80	
	90–100	3,4	0,0	9,2	50,7	8,5	14,4	17,2	40,10	
	100–110	3,2	0,0	9,3	50,8	8,5	13,8	17,6	39,90	
Phk	120–130	3,4	0,0	12,2	49,4	9,2	10,8	18,4	38,40	
	140–150	2,8	0,0	13,2	48,1	9,2	10,3	19,2	38,70	
Рк	160–170	3,0	0,0	15,3	47,9	8,9	9,8	18,1	36,80	
Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ВС-1										
Н <sub>орн</sub>	0–10	3,6	0,0	7,8	48,3	12,6	9,9	21,4	43,90	
Н <sub>п/орн</sub>	20–30	3,2	0,0	6,7	50,3	12,1	10,5	20,4	43,00	
	40–50	3,8	0,0	7,2	51,2	9,6	11,3	20,7	41,60	
Нрк	70–80	2,6	0,0	8,4	47,8	12,6	10,5	20,7	43,80	
Phk	100–110	2,8	0,0	9,3	48,4	11,2	11,3	19,8	42,30	
	120–130	2,6	0,0	10,5	48,5	8,4	12,1	20,5	41,00	
	140–150	2,4	0,0	8,6	48,5	9,4	12,3	21,2	42,90	
Р(h)к	160–170	2,4	0,0	10,3	46,6	10,4	11,1	21,6	43,10	
	180–190	2,8	0,0	11,7	47,5	10,5	11,8	18,5	40,80	
Рк	220–230	2,8	0,0	12,1	47,1	10,2	13,1	17,5	40,80	



## Додаток Н

## Мікроагрегатний склад чорноземів типових Придністерського Поділля

Генетичний Горизонт	Глибина Відбору зразків, см	Гігроскопіч- на волога, %	Розмір частинок у мм, кількість у %							Сума частинок менше 0,01 мм, %
			Фізичний пісок			Фізична глина			Мул <0,001	
			Пісок		Пил					
			1-0,25	0,25-0,05	0,05- 0,01	0,01- 0,005		0,005- 0,001		
Чорнозем глибокий малогумусний глеюватий важкосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз КЦ-1										
Н <sub>орн</sub>	0-10	4,0	3,1	32,8	54,2	5,7	2,4	1,8	9,9	
	10-20	3,8	2,7	30,1	56,6	6,3	1,7	2,6	10,6	
Н <sub>п/орн</sub>	20-30	3,4	3,3	28,9	56,8	4,9	2,8	3,3	11,0	
	30-40	3,9	4,7	29,5	54,1	5,0	3,0	3,7	11,7	
	40-50	4,0	1,9	28,1	58,7	4,5	3,7	3,1	11,3	
	50-62	4,1	2,8	27,5	57,9	6,7	2,4	2,7	11,8	
Н <sub>рк</sub>	62-70	4,2	3,5	29,4	56,4	6,3	2,1	2,3	10,7	
	70-80	4,1	4,7	30,2	53,1	5,4	3,7	2,9	12,0	
	80-90	4,0	5,8	29,6	52,7	5,7	3,4	2,8	11,9	
	90-100	3,8	5,1	30,7	51,6	4,9	4,6	3,1	12,6	
	100-112	3,8	5,6	30,1	52,4	3,7	4,1	4,1	11,9	
Н <sub>Рк</sub>	112-120	3,6	3,3	30,7	52,7	4,1	4,5	4,7	13,3	
	120-130	3,7	3,0	30,1	53,6	5,1	3,9	4,3	13,3	
	130-138	3,8	3,9	31,1	52,3	4,9	4,3	3,5	12,7	
Phk(gl)	138-150	4,0	3,7	29,6	52,7	6,4	4,0	3,6	14,0	
	160-170	4,2	1,9	32,1	52,6	5,1	5,1	3,2	13,4	
	180-190	4,3	1,1	27,5	55,1	8,2	4,4	3,7	16,3	
Pk(gl)	200-210	4,4	0,0	19,7	59,1	9,7	7,9	3,6	21,2	
Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз СН-4										
Н <sub>орн</sub>	0-15	3,2	1,5	35,7	47,3	10,9	1,9	2,7	15,5	
	15-25	2,0	3,7	32,6	51,2	9,3	0,9	2,3	12,5	
	25-35	2,6	4,9	28,6	52,1	9,9	2,6	1,9	14,4	
Н <sub>р</sub>	35-50	3,2	8,4	29,3	48,5	8,2	2,5	3,1	13,8	
	50-60	3,0	11,8	24,9	49,6	8,6	2,2	2,9	13,7	
Н <sub>Рк</sub>	60-70	2,9	11,3	23,4	50,3	9,7	2,9	2,4	15	
	70-80	3,0	11,5	25,7	46,7	10,3	2,6	3,2	16,1	
	80-90	2,8	12,6	24,7	47,4	10,4	2,2	2,7	15,3	
Phk	90-100	2,9	12,8	23,4	49,9	8,4	3,4	2,1	13,9	
	100-110	2,8	11,6	24,9	48,5	8,5	3,8	2,7	15	
	110-120	2,7	7,9	26,8	49,3	9,7	2,8	3,5	16	
	120-130	2,8	3,4	24,5	54,7	10,6	2,7	4,1	17,4	
Pk	140-150	3,4	0,5	22,7	56,4	11,6	4,3	4,5	20,4	
Чорнозем глибокий малогумусний глибинно-глеюватий середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ОЛ-1										
Н <sub>орн</sub>	0-12	3,4	2,7	33,4	55,9	3,4	2,7	1,9	8,0	
Н <sub>п/орн</sub>	12-20	3,2	2,6	31,9	53,8	4,7	4,4	2,6	11,7	
	20-30	3,6	1,9	30,1	56,9	4,7	3,5	2,9	11,1	

## Закінчення дод. Н

Генетичний Горизонт	Глибина Відбору зразків, см	Гігроскопіч- на волога, %	Розмір частинок у мм, кількість у %						Сума частинок менше 0,01 мм, %
			Фізичний пісок			Фізична глина			
			Пісок		Пил		Мул		
			1-0,25	0,25-0,05	0,05- 0,01	0,01- 0,005		0,005- 0,001	
H <sub>п/орн</sub>	30–40	3,0	1,3	29,7	58,9	4,1	3,9	2,1	10,1
H <sub>p</sub>	40–50	3,2	4,7	27,2	57,9	4,6	2,2	3,4	10,2
	50–60	3,1	6,6	26,8	55,7	5,1	3,9	1,9	10,9
	60–70	3,0	9,5	27,5	51,9	4,5	4,0	2,6	11,1
	70–80	2,9	11,3	26,9	49,5	5,4	4,2	2,7	12,3
H <sub>pк</sub>	80–90	3,0	10,5	25,1	49,4	6,3	5,6	3,1	15,0
	90–100	3,4	10,4	24,3	50,3	6,4	4,7	3,9	15,0
	100–110	3,8	9,4	25,4	49,2	7,3	5,8	2,9	16,0
Ph <sub>к</sub>	110–120	4,4	6,5	27,4	53,1	5,3	5,3	2,4	13,0
	140–150	4,2	2,6	24,3	58,3	6,3	5,1	3,4	14,8
P <sub>к(gl)</sub>	170–180	4,0	0,6	25,7	61,4	4,8	5,4	2,1	12,3
Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ВЗ-1									
H <sub>орн</sub>	0–10	4,0	5,7	36,2	46,2	7,2	0,9	3,8	11,9
H <sub>п/орн</sub>	10–20	3,8	9,4	34,2	44,3	6,7	1,2	4,2	12,1
	20–35	3,6	10,9	32,5	43,9	6,4	2,6	3,7	12,7
H <sub>pк</sub>	35–45	4,8	13,2	26,4	47,3	6,7	2,9	3,5	13,1
	45–55	3,4	13,9	28,1	44,4	6,7	2,9	4	13,6
	55–67	3,8	14,3	28,5	44,2	6,6	3,1	3,3	13
H <sub>pк</sub>	67–80	3,2	12,2	26,8	46,9	8,7	2,2	3,2	14,1
	80–90	3,0	11,7	25,9	46,6	8,5	3,7	3,6	15,8
	90–100	3,4	11,4	27,2	45,9	7,5	4,1	3,9	15,5
	100–110	3,2	9,7	27,5	46,5	7,8	5,2	3,3	16,3
Ph <sub>к</sub>	120–130	3,4	7,1	29,4	45,4	8,5	5,8	3,8	18,1
	140–150	2,8	4,2	30,5	46,5	9,1	6,5	3,2	18,8
P <sub>к</sub>	160–170	3,0	1,1	23,9	51,3	10,8	9,7	3,2	23,7
Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ВС-1									
H <sub>орн</sub>	0–10	3,6	11,4	28,4	44,3	8,6	4,2	3,1	15,9
H <sub>п/орн</sub>	20–30	3,2	12,5	24,3	46,5	8,5	5,4	2,8	16,7
	40–50	3,8	15,9	23,9	44,7	9,4	2,3	3,8	15,5
H <sub>pк</sub>	70–80	2,6	12,2	26,4	46,4	6,9	5,4	2,7	15,0
Ph <sub>к</sub>	100–110	2,8	10,7	25,8	46,7	7,4	6,5	2,9	16,8
	120–130	2,6	7,9	27,9	45,5	7,8	7,6	3,3	18,7
	140–150	2,4	5,4	29,6	46,9	8,0	7,5	2,6	18,1
P(h) <sub>к</sub>	160–170	2,4	4,2	30,3	47,6	7,9	6,7	3,3	17,9
	180–190	2,8	1,1	30,7	49,2	8,5	7,6	2,9	19,0
P <sub>к</sub>	220–230	2,8	0,8	26,5	53,0	8,4	8,1	3,2	19,7

## Структурно-агрегатний склад чорноземів типових Придністерського Поділля

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Розмір агрегатів у мм, вміст у %									Сума агрегатів розміром 0,25–10	Коефіцієнт структурності
		>10	10–7	7–5	5–3	3–2	2–1	1–0,5	0,5–0,25	<0,25		
Чорнозем глибокий мало гумусний глибинно-глеюватий середньоосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ОЛ-1												
H <sub>орн</sub>	0–12	<u>41,36</u> 0,00	<u>12,54</u> 0,00	<u>9,37</u> 8,42	<u>11,11</u> 6,58	<u>5,61</u> 6,60	<u>10,14</u> 16,48	<u>4,40</u> 15,94	<u>3,10</u> 11,52	<u>2,29</u> 34,46	<u>56,35</u> 65,54	1,29
H <sub>п/орн</sub>	25–35	<u>56,84</u> 0,00	<u>9,87</u> 0,00	<u>9,23</u> 16,48	<u>12,00</u> 5,20	<u>4,88</u> 7,21	<u>4,95</u> 18,44	<u>1,22</u> 12,14	<u>0,60</u> 14,14	<u>0,41</u> 26,39	<u>42,75</u> 73,61	0,75
H <sub>р</sub>	40–50	<u>49,57</u> 0,00	<u>12,28</u> 0,00	<u>11,24</u> 1,30	<u>12,36</u> 1,64	<u>5,24</u> 30,00	<u>5,24</u> 22,36	<u>1,73</u> 17,66	<u>1,36</u> 17,88	<u>0,98</u> 36,16	<u>49,75</u> 63,84	0,98
H <sub>рк</sub>	80–90	<u>81,44</u> 0,00	<u>5,67</u> 0,00	<u>3,17</u> 0,56	<u>3,70</u> 2,60	<u>1,70</u> 5,74	<u>2,03</u> 24,16	<u>0,82</u> 18,10	<u>0,81</u> 16,82	<u>0,66</u> 32,02	<u>17,90</u> 67,98	0,21
Чорнозем глибокий малогумусний глеюватий важкосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз КЦ-1												
H <sub>орн</sub>	0–20	<u>54,13</u> 0,00	<u>12,33</u> 0,00	<u>5,56</u> 8,32	<u>10,27</u> 2,70	<u>6,73</u> 3,88	<u>7,99</u> 7,80	<u>1,87</u> 12,34	<u>0,74</u> 18,14	<u>0,38</u> 46,82	<u>45,49</u> 53,18	0,83
H <sub>п/орн</sub>	20–30	<u>82,29</u> 0,00	<u>4,76</u> 0,00	<u>3,60</u> 19,38	<u>3,73</u> 6,42	<u>1,88</u> 6,42	<u>2,41</u> 15,78	<u>0,61</u> 14,6	<u>0,45</u> 10,54	<u>0,27</u> 26,86	<u>17,44</u> 73,14	0,21
H <sub>п/орн</sub>	40–50	<u>22,58</u> 0,00	<u>12,92</u> 0,00	<u>14,64</u> 0,22	<u>26,03</u> 1,30	<u>11,60</u> 5,70	<u>9,24</u> 20,98	<u>1,42</u> 24,64	<u>1,15</u> 17,72	<u>0,42</u> 29,44	<u>77,00</u> 70,56	3,34
H <sub>рк</sub>	70–80	<u>40,13</u> 0,00	<u>13,40</u> 0,00	<u>11,80</u> 0,00	<u>16,30</u> 0,60	<u>8,02</u> 1,74	<u>7,30</u> 14,00	<u>1,67</u> 23,00	<u>0,98</u> 23,20	<u>0,40</u> 37,46	<u>59,47</u> 62,54	1,42
Чорнозем глибокий малогумусний середньоосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз СН-4												
H <sub>орн</sub>	0–15	<u>38,10</u> 0,00	<u>14,58</u> 0,00	<u>11,50</u> 5,98	<u>15,64</u> 3,70	<u>7,07</u> 3,30	<u>10,66</u> 16,14	<u>1,91</u> 15,60	<u>0,48</u> 18,00	<u>0,06</u> 37,28	<u>61,84</u> 62,72	1,62
H <sub>п/орн</sub>	25–35	<u>79,03</u> 0,00	<u>7,06</u> 0,00	<u>4,69</u> 0,28	<u>3,90</u> 1,10	<u>1,90</u> 2,64	<u>1,73</u> 21,60	<u>0,63</u> 20,70	<u>0,96</u> 17,66	<u>0,10</u> 36,02	<u>20,87</u> 63,98	0,26
H <sub>р</sub>	50–60	<u>66,62</u> 0,00	<u>8,48</u> 0,00	<u>6,10</u> 0,00	<u>7,85</u> 0,00	<u>4,48</u> 0,05	<u>4,03</u> 1,11	<u>1,02</u> 7,31	<u>1,33</u> 12,19	<u>0,10</u> 79,34	<u>33,28</u> 20,66	0,50
H <sub>рк</sub>	80–90	<u>61,5</u> 0,00	<u>8,07</u> 0,00	<u>7,51</u> 0,00	<u>9,80</u> 0,00	<u>5,56</u> 0,10	<u>5,03</u> 1,68	<u>1,13</u> 4,75	<u>1,34</u> 11,37	<u>0,06</u> 82,10	<u>38,44</u> 17,90	0,62
Чорнозем глибокий малогумусний середньоосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ВЗ-1												
H <sub>орн</sub>	0–10	<u>27,69</u> 0,00	<u>8,96</u> 0,00	<u>11,98</u> 6,24	<u>16,62</u> 8,30	<u>8,95</u> 3,90	<u>12,25</u> 14,46	<u>7,24</u> 17,34	<u>4,17</u> 11,10	<u>2,14</u> 38,66	<u>70,17</u> 61,34	2,35
H <sub>п/орн</sub>	15–25	<u>81,21</u> 0,00	<u>8,23</u> 0,00	<u>4,35</u> 8,36	<u>2,95</u> 4,58	<u>1,13</u> 6,62	<u>1,15</u> 22,54	<u>0,53</u> 22,70	<u>0,23</u> 7,92	<u>0,22</u> 27,98	<u>18,57</u> 72,02	0,22
H <sub>рк</sub>	50–60	<u>51,81</u> 0,00	<u>10,91</u> 0,00	<u>9,86</u> 0,00	<u>13,24</u> 0,02	<u>6,59</u> 0,42	<u>5,01</u> 12,82	<u>1,65</u> 31,76	<u>0,62</u> 13,68	<u>0,31</u> 41,30	<u>47,88</u> 58,70	0,91
Чорнозем глибокий малогумусний середньоосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ВС-1												
H <sub>орн</sub>	0–11	<u>56,36</u> 0,00	<u>10,33</u> 0,00	<u>7,68</u> 1,42	<u>13,36</u> 3,12	<u>6,40</u> 4,56	<u>4,64</u> 12,20	<u>0,72</u> 16,74	<u>0,41</u> 22,10	<u>0,10</u> 39,86	<u>43,54</u> 60,14	0,77
H <sub>п/орн</sub>	25–35	<u>87,65</u> 0,00	<u>5,25</u> 0,00	<u>2,32</u> 5,76	<u>2,22</u> 16,32	<u>0,85</u> 20,46	<u>0,63</u> 21,10	<u>0,68</u> 8,96	<u>0,33</u> 7,46	<u>0,02</u> 19,94	<u>12,33</u> 80,06	0,14
H <sub>рк</sub>	56–65	<u>46,16</u> 0,00	<u>11,81</u> 0,00	<u>12,78</u> 0,00	<u>14,02</u> 4,32	<u>6,49</u> 11,12	<u>4,12</u> 28,72	<u>0,67</u> 20,18	<u>0,80</u> 13,72	<u>0,38</u> 21,94	<u>53,46</u> 78,06	1,14

Примітка: чисельник — сухе просіювання, знаменник — мокре просіювання.

## Додаток П

## Загальні фізичні властивості чорноземів типових Придністерського Поділля

Назва генетичного горизонту	Глибина відбору зразків, см	Щільність будови, г/см <sup>3</sup>	Щільність твердої фази г/см <sup>3</sup>	Загальна шпаруватість, %	Шпаруватість аерації, %	Гігроскопічна вологість, %	Польова вологість, %
Чорнозем глибокий малогумусний глеюватий важкосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз КЦ-1							
Н <sub>орн</sub>	0–10	1,22	2,59	52,99	24,91	4,0	23,01
	10–20	1,36	2,55	46,72	17,88	3,8	21,21
Н <sub>п/орн</sub>	20–30	1,43	2,54	43,65	13,79	3,4	20,88
	30–40	1,35	2,57	47,48	18,57	3,9	21,41
	40–50	1,31	2,57	49,11	20,60	4,0	21,76
	50–62	1,33	2,58	48,55	20,87	4,1	20,81
Н <sub>рк</sub>	62–70	1,34	2,62	48,94	20,32	4,2	21,36
	70–80	1,32	2,66	50,45	24,54	4,1	19,63
	80–90	1,20	2,66	54,88	30,70	4,0	20,15
	90–100	1,22	2,64	53,73	29,18	3,8	20,12
	100–112	1,31	2,64	50,31	24,23	3,8	19,91
Н <sub>Рк</sub>	112–120	1,28	2,66	51,83	25,86	3,6	20,29
	120–130	1,29	2,78	53,67	27,01	3,7	20,67
	130–138	1,33	2,72	51,07	23,22	3,8	20,94
Phk(gl)	138–150	1,35	2,64	48,96	21,99	4,0	19,98
	160–170	1,55	2,65	41,58	13,78	4,2	17,94
Phk(gl)	180–190	1,63	2,66	38,67	10,40	4,3	17,34
Pk(gl)	200–210	1,58	2,62	39,65	11,40	4,4	17,88
Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз СН-4							
Н <sub>орн</sub>	0–15	1,31	2,60	49,71	30,23	3,2	14,87
Н <sub>п/орн</sub>	15–25	1,43	2,63	45,54	28,42	2,0	11,97
	25–35	1,58	2,66	40,56	21,13	2,6	12,30
Н <sub>р</sub>	35–50	1,47	2,63	44,02	24,56	3,2	13,24
	50–60	1,45	2,62	44,61	26,25	3,0	12,66
Н <sub>Рк</sub>	60–70	1,37	2,63	47,87	30,08	2,9	12,98
	70–80	1,37	2,66	48,51	30,96	3,0	12,81
	80–90	1,32	2,68	50,77	33,76	2,8	12,89
Phk	90–100	1,28	2,70	52,61	34,37	2,9	14,25
	100–110	1,26	2,66	52,62	34,34	2,8	14,51
	110–120	1,30	2,72	52,24	32,44	2,7	15,23
	120–130	1,27	2,72	53,29	34,09	2,8	15,12
Pk	140–150	1,43	2,70	47,05	26,64	3,4	14,27

## Закінчення дод. II

Назва генетичного горизонту	Глибина відбору зразків, см	Щільність будови, г/см <sup>3</sup>	Щільність твердої фази г/см <sup>3</sup>	Загальна шпаруватість, %	Шпаруватість аерації, %	Гігроскопічна вологість, %	Польова вологість, %
Чорнозем глибокий малогумусний глибинно-глеюватий середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ОЛ-1							
H <sub>орн</sub>	0-12	1,22	2,57	52,55	37,65	3,4	12,22
H <sub>п/орн</sub>	12-20	1,33	2,62	49,22	30,30	3,2	14,22
	20-30	1,35	2,64	48,92	31,27	3,6	13,07
	30-40	1,35	2,62	48,57	30,86	3,0	13,12
H <sub>p</sub>	40-50	1,30	2,60	50,09	33,09	3,2	13,08
	50-60	1,18	2,66	55,60	39,43	3,1	13,71
	60-70	1,31	2,69	51,31	32,84	3,0	14,10
	70-80	1,18	2,63	55,22	38,72	2,9	13,98
H <sub>pк</sub>	80-90	1,31	2,69	51,31	32,08	3,0	14,68
	90-100	1,22	2,72	55,08	36,41	3,4	15,30
	100-110	1,31	2,73	51,95	32,93	3,8	14,52
Ph <sub>k</sub>	110-120	1,33	2,75	51,56	31,94	4,4	14,75
	140-150	1,47	2,77	46,90	24,33	4,2	15,35
P <sub>k</sub> (gl)	170-180	1,56	2,70	42,16	16,52	4,0	16,43
Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ВЗ-1							
H <sub>орн</sub>	0-10	1,32	2,64	50,09	28,10	4,0	16,66
H <sub>п/орн</sub>	10-20	1,39	2,63	47,14	26,61	3,8	14,77
H <sub>п/орн</sub>	20-35	1,49	2,62	43,16	21,88	3,6	14,28
H <sub>pк</sub>	35-45	1,33	2,71	50,91	31,21	4,8	14,81
	45-55	1,30	2,66	51,06	31,58	3,4	14,98
	55-67	1,29	2,65	51,34	30,99	3,8	15,78
H <sub>pк</sub>	67-80	1,26	2,65	52,54	33,48	3,2	15,13
	80-90	1,25	2,66	53,02	33,87	3,0	15,32
	90-100	1,27	2,72	53,37	33,95	3,4	15,29
	100-110	1,26	2,69	53,19	33,55	3,2	15,59
Ph <sub>k</sub>	120-130	1,30	2,70	51,86	32,13	3,4	15,18
	140-150	1,29	2,65	51,36	31,70	2,8	15,24
P <sub>k</sub>	160-170	1,31	2,72	51,85	31,58	3,0	15,47
Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ВС-1							
H <sub>орн</sub>	0-10	1,12	2,57	56,34	41,01	3,6	13,69
H <sub>п/орн</sub>	20-30	1,43	2,60	45,10	23,85	3,2	14,86
	40-50	1,33	2,64	49,69	31,55	3,8	13,64
H <sub>pк</sub>	70-80	1,20	2,67	54,98	36,33	2,6	15,54
Ph <sub>k</sub>	100-110	1,22	2,66	54,13	35,78	2,8	15,04
	120-130	1,18	2,61	54,76	34,22	2,6	17,41
	140-150	1,27	2,60	51,16	31,94	2,4	15,13
P(h) <sub>k</sub>	160-170	1,33	2,67	50,21	30,58	2,4	14,76
	180-190	1,30	2,63	50,58	23,92	2,8	20,51
P <sub>k</sub>	220-230	1,39	2,65	47,59	26,62	2,8	15,09

pH<sub>H2O</sub> чорноземів типових Придністерського Поділля

“Борівці” Розріз КЦ-1			“Синьків” Розріз СН-4			“Олексинці” Розріз ОЛ-1			“Велика Слобідка” Розріз ВС-1			“Гуменці” Розріз ВЗ-1		
Генетичний горизонт	Глибина, см	pH	Генетичний горизонт	Глибина, см	pH	Генетичний горизонт	Глибина, см	pH	Генетичний горизонт	Глибина, см	pH	Генетичний горизонт	Глибина, см	pH
H <sub>орн</sub>	0–10	5,87	H <sub>орн</sub>	0–15	6,28	H <sub>орн</sub>	0–12	6,52	H <sub>орн</sub>	0–10	6,55	H <sub>орн</sub>	0–10	6,20
	10–20	5,90		H <sub>п/орн</sub>	15–25		6,31	H <sub>п/орн</sub>		12–20	6,63		H <sub>п/орн</sub>	20–30
H <sub>п/орн</sub>	20–30	5,93	H <sub>р</sub>		25–35	6,39	H <sub>р</sub>		20–30	6,76	H <sub>рк</sub>	40–50		6,71
	30–40	6,03		50–60	6,43	40–50		6,80	Phk	70–80		7,47	H <sub>рк</sub>	35–45
	40–50	6,12	60–70		6,59			60–70		6,81	100–110	7,56		H <sub>рк</sub>
	50–62	6,22		70–80	7,05	60–70			6,83	120–130		7,58	H <sub>рк</sub>	
	H <sub>рк</sub>	62–70	6,34		70–80			7,41	60–70		6,89	140–150		7,54
70–80		6,40	80–90	7,59		70–80	6,96	160–170		7,52	H <sub>рк</sub>		80–90	8,15
80–90		7,10		90–100	7,61		80–90		7,03	180–190		7,55	H <sub>рк</sub>	90–100
90–100		7,45	100–110		7,64	90–100		7,11	220–230		7,54	H <sub>рк</sub>		100–110
100–112		7,39		110–120	7,63		100–110	7,73		—	—		—	H <sub>рк</sub>
H <sub>рк</sub>	112–120	7,34	120–130		7,55	110–120		7,74	—	—	—	H <sub>рк</sub>	140–150	
	120–130	7,43		140–150	7,52		140–150	7,69	—	—	—		H <sub>рк</sub>	160–170
	130–138	7,46	—		—	—		Pk(gl)	170–180	7,65	—	—		—
Phk(gl)	138–150	7,58	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	160–170	7,56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	180–190	7,62	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pk(gl)	200–210	7,59	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

## Склад ввібраних основ чорноземів типових Придністерського Поділля

Генетичний горизонт	Глибина відбору зразків, см	Ввібранні основи				Ємність катіонного обміну, ммоль-екв/100г ґрунту	$\frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}}$
		ммоль-екв./100г ґрунту		% від суми			
		Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>		
Чорнозем глибокий малогумусний глеюватий важкоосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз КЦ-1							
Н <sub>орн</sub>	0–10	20,1	4,2	82,72	17,28	24,3	4,79
	10–20	20,9	3,7	84,96	15,04	24,6	5,65
Н <sub>п/орн</sub>	20–30	22,2	3,2	87,40	12,60	25,4	6,94
	30–40	23,9	3,1	88,52	11,48	27,0	7,71
	40–50	24,5	3,1	88,77	11,23	27,6	7,90
	50–62	25,0	2,8	89,93	10,07	27,8	8,93
Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз СН-4							
Н <sub>орн</sub>	0–15	22,1	2,8	88,76	11,24	24,9	7,89
Н <sub>п/орн</sub>	15–25	22,7	2,6	89,72	10,28	25,3	8,73
	25–35	22,9	2,6	89,80	10,20	25,5	8,81
Н <sub>р</sub>	35–50	23,7	2,4	90,80	9,20	26,1	9,88
	50–60	23,9	2,3	91,22	8,78	26,2	10,39
Чорнозем глибокий малогумусний глибинно-глеюватий середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ОЛ-1							
Н <sub>орн</sub>	0–12	19,5	2,9	87,05	12,95	22,4	6,72
Н <sub>п/орн</sub>	12–20	20,5	2,6	88,74	11,26	23,1	7,88
	20–30	22,0	2,5	89,80	10,20	24,5	8,80
	30–40	22,5	2,6	89,64	10,36	25,1	8,65
Н <sub>р</sub>	40–50	23,7	2,4	90,80	9,20	26,1	9,88
	50–60	24,4	2,2	91,73	8,27	26,6	11,09
	60–70	24,7	2,2	91,82	8,18	26,9	11,23
	70–80	24,9	2,1	92,22	7,78	27,0	11,86
Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ВЗ-1							
Н <sub>орн</sub>	0–10	24,1	5,2	82,25	17,75	29,3	4,63
Н <sub>п/орн</sub>	10–20	26,4	4,0	86,84	13,16	30,4	6,60
	20–35	27,0	3,9	87,38	12,62	30,9	6,92

## Закінчення дод. С

Генетичний горизонт	Глибина відбору зразків, см	Ввібранні основи				Ємність катіонного обміну, ммоль-екв/100г ґрунту	$\frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}}$
		ммоль-екв./100г ґрунту		% від суми			
		Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>		
Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ВС-1							
Н <sub>орн</sub>	0–10	26,2	4,3	85,90	14,10	30,5	6,09
	10–20	26,4	4,4	85,71	14,29	30,8	6,00
Н <sub>п/орн</sub>	20–30	26,6	4,3	86,08	13,92	30,9	6,19
	30–40	27,1	4,5	85,76	14,24	31,6	6,02
	40–50	27,6	4,4	86,25	13,75	32	6,27



## Валовий хімічний склад чорноземів типових Придністерського Поділля

Генетичний горизонт	Глибина відбору зразків, см	Гігроскопічна вода, %	Втрати при прожарюванні, %	CO <sub>2</sub> карбонатів, %	% на прожарену наважку								
					SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>
Чорнозем глибокий малогумусний глеюватий важкосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз КЦ-1													
H <sub>орн</sub>	0-15	4,48	8,15	0,00	73,19	12,04	4,36	1,31	1,32	2,30	1,02	0,18	0,11
H <sub>п/орн</sub>	30-40	4,44	7,95	0,00	73,25	11,85	4,37	1,53	1,32	2,34	0,97	0,18	0,20
H <sub>рк</sub>	82-90	3,93	3,30	4,26	68,28	11,46	4,15	2,91	1,26	2,36	0,97	0,19	0,04
Pk(gl)	200-210	4,76	1,83	7,30	60,27	11,59	4,66	6,12	1,74	1,92	0,93	0,06	0,09
Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ВС-1													
H <sub>орн</sub>	0-11	4,20	7,56	0,00	75,05	11,11	3,96	1,39	1,00	2,30	0,94	0,13	0,11
H <sub>п/орн</sub>	30-40	3,94	6,25	0,00	75,25	10,91	3,89	1,37	0,98	2,48	0,86	0,08	0,12
H <sub>рк</sub>	70-80	3,06	0,94	9,37	62,36	9,02	3,64	7,81	1,22	2,06	0,82	0,08	0,18
Pk	220-230	3,05	1,02	11,32	58,81	9,09	3,22	10,34	1,22	1,77	0,76	0,04	0,06
Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз СН-4													
H <sub>орн</sub>	0-15	3,14	5,73	0,00	77,43	10,32	3,83	1,05	0,86	2,32	0,97	0,13	0,16
H <sub>п/орн</sub>	25-35	3,28	5,72	0,00	77,69	10,52	3,61	0,90	0,86	2,18	0,83	0,09	0,11
H <sub>рк</sub>	60-70	3,00	1,41	2,97	72,91	10,49	4,29	1,43	0,82	2,23	0,87	0,06	0,04
Pk	140-150	3,08	3,20	3,11	71,26	10,06	3,66	4,57	1,23	1,79	0,78	0,08	0,04
Чорнозем глибокий малогумусний глибинно-глеюватий середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ОЛ-1													
H <sub>орн</sub>	0-12	3,48	6,89	0,00	75,04	11,38	4,25	1,34	0,96	2,56	0,94	0,14	0,04
H <sub>п/орн</sub>	25-35	3,52	6,43	0,00	75,22	11,26	4,22	1,34	0,96	2,40	0,97	0,11	0,05
Pk	60-70	3,75	5,13	0,00	74,50	11,32	4,22	1,31	0,84	2,49	0,93	0,12	0,03
Pk(gl)	170-180	4,23	0,62	7,27	62,68	11,04	3,60	6,46	1,61	2,07	0,81	0,06	0,04
Чорнозем глибокий малогумусний середньосуглинковий на лесоподібних суглинках. Розріз ВЗ-1													
H <sub>орн</sub>	0-10	4,01	7,54	0,00	74,23	11,16	4,05	2,40	0,86	2,31	0,92	0,15	0,05
H <sub>п/орн</sub>	25-35	3,70	3,57	4,10	69,92	10,62	4,05	2,85	0,92	2,29	0,91	0,14	0,04
H <sub>рк</sub>	55-67	3,40	1,57	8,08	63,35	9,86	3,38	6,43	1,01	2,13	0,86	0,13	0,04
Pk	160-170	2,85	1,06	10,29	59,46	9,01	3,34	11,23	1,01	1,79	0,82	0,06	0,03

**IV–V тераси Дністра поблизу населеного пункту Велика Слобідка**

Ключова ділянка № 3 “Олексинці”.  
Вододільне плато між річками Серет і Нічлава



Ключова ділянка № 1 “Борівці”. Хвилясті міждолинні плато з добре вираженими пологими і довгими схилами



*Додаток Ц*

Розріз КЦ-1, закладений на захід від с. Борівці Чернівецького району  
Чернівецької області



НАУКОВЕ ВИДАННЯ

Серія «ГРУНТИ УКРАЇНИ»

ЛІСОВСЬКИЙ Андрій Сергійович

ПАПІШ Ігор Ярославович

# ЧОРНОЗЕМИ ТИПОВІ ПРИДНІСТЕРСЬКОГО ПОДІЛЛЯ

Монографія

Друкується за ухвалою Вченої ради географічного факультету  
Львівського національного університету імені Івана Франка  
Протокол № 1 від 14 лютого 2024 року

Науковий редактор: *Ігор Папіш*  
Комп'ютерне верстання і обкладинка: *Андрій Лісовський*  
Фотографії: *Андрій Лісовський*

Підп. до друку 21.02.2024. Формат 60x84/16.

Друк офс. Папір офс.

Умовн. друк. арк. 11,51. Наклад 300 прим.

Видавець: ТОВ «Друкарня «Рута»,  
м. Кам'янець-Подільський, вул. Руслана Коношенка, 1  
e-mail: drukruta@ukr.net

Свідоцтво ДК № 4060 від 29.04.2011 р.