



Г.Б. МОРОЗ, В.І. МИХАЙЛЮК

**ГРУНТИ  
СЕРЕДНЬО-СУХОСТЕПОВОГО  
ПЕДОЕКОТОНУ  
ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО  
ПРИЧОРНОМОР'Я**



МІНІСТЕРСТВО АГРАРНОЇ ПОЛІТИКИ І ПРОДОВОЛЬСТВА УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ АГРАРНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Г.Б. МОРОЗ, В.І. МИХАЙЛЮК

**ГРУНТИ**  
**СЕРЕДНЬО-СУХОСТЕПОВОГО ПЕДОЕКОТОНУ**  
**ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я**

**Монографія**

Львів  
ЗУКЦ  
2011

УДК 631.445:477  
ББК 40.30

СЕРІЯ "ГРУНТИ УКРАЇНИ" (заснована 1998 р.)

М 80

Рецензенти:

доктор біологічних наук, проф. **Є.Н.Красєха**  
(Одеський національний університет ім. І.І.Мечникова)  
доктор географічних наук, проф. **А.І.Кривульченко**  
(Кіровоградський державний педагогічний університет ім. В.І.Винниченка)  
доктор географічних наук, проф. **С.П.Позняк**  
(Львівський національний університет ім. Івана Франка)

*Рекомендовано до друку Вченою Радою  
Одеського державного аграрного університету  
Протокол №4 від 23 грудня 2010 року*

**Мороз Г.Б., Михайлюк В.І.**

Ґрунти середньо-сухостепового педоекотону Північно-Західного Причорномор'я = The soils of the medium-dry steppe pedoekoton of the North-Western Prichernomor'ya : монографія / Г.Б. Мороз, В.І. Михайлюк. – Львів : ЗУКЦ, 2011. – 184 с.

**ISBN 978-617-655-003-7**

Розроблена модель ґрунтоутворення в перехідних (буферних) смугах між ґрунтово-географічними зонами – концепція педоекотону, що стала інструментом для характеристики структури і динаміки контакту чорноземів і каштанових ґрунтів у Північно-Західному Причорномор'ї. Обґрунтовано проведення межі між Середнім та Сухим Степом по одній з педоекотональних меж – фронту наступу чорноземів південних на темно-каштанові ґрунти, який вздовж чорноморського узбережжя у сучасних природно-кліматичних умовах проходить по Сасицько-Березанському лиману.

A model of soil formation in the transitional (buffer) zones between the soil-geographic zones - pedoekoton concept, that has become a tool to characterize the structure and dynamics of contact of black and chestnut soils in North-Western Prichernomor'ya has been developed. Grounded conducting boundary between middle and dry steppe of one of pedoekoton limits - front attack on southern black dark chestnut soils, which is along the Black Sea coast in current climatic conditions is held by Sasytsko-Berezan estuary.

**ISBN 978-617-655-003-7**

© Г.Б. Мороз, В.І. Михайлюк, 2011.  
© С.П. Позняк, О.Г. Телегуз, логотип серії, 2004.

УДК 631.44.477  
ББК 40.30

## ЗМІСТ

ВСТУП	5
РОЗДІЛ 1. ІСТОРІЯ І ПРОБЛЕМАТИКА ДОСЛІДЖЕННЯ ҐРУНТІВ НА МЕЖІ СЕРЕДНЬОГО І СУХОГО СТЕПУ	6
1.1. Теоретичні та практичні аспекти історії вивчення ґрунтового покриву території досліджень	9
1.2. Проблематика невизначеності межі середнього і сухого Степу	15
1.3. Динаміка ґрунтоутворюючого режиму території досліджень протягом голоцену	19
РОЗДІЛ 2. УМОВИ ҐРУНТОТВОРЕННЯ	24
2.1. Геологічна будова	24
2.2. Геоморфологічна будова	26
2.3. Гідрогеологічні умови	28
2.4. Клімат	30
2.5. Рослинність	32
2.6. Ґрунтовий покрив	34
РОЗДІЛ 3. МЕТОДОЛОГІЯ ТА МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕННЯ	36
3.1. Методологія досліджень	36
3.2. Вибір і характеристика ключових ділянок	37
3.3. Лабораторно-аналітичні дослідження	42
РОЗДІЛ 4. ГЕОГРАФО-ГЕНЕТИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ БУДОВИ, СКЛАДУ ТА ВЛАСТИВОСТЕЙ ҐРУНТІВ	48
4.1. Морфологічні особливості ґрунтів	48
4.2. Фізичні властивості ґрунтів	60
4.2.1. Гранулометричний склад ґрунтів	61
4.2.2. Структурно-агрегатний склад	64
4.3. Фізико-хімічні властивості ґрунтів	68
4.3.1. Склад ґрунтового вбирного комплексу	68

4.3.2. Кислотно-основна характеристика та показники буферності ґрунтів	74
4.4. Географо-генетичні особливості гумусового стану ґрунтів	77
4.4.1. Вміст гумусу та параметри гумусонакопичення	77
4.4.2. Якісний склад гумусу та його особливості	82
4.4.3. Оптичні властивості та поріг коагуляції гумінових кислот ґрунтів	89
РОЗДІЛ 5. ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРИ ҐРУНТОВОГО ПОКРИВУ СЕРЕДНЬО-СУХОСТЕПОВОГО ПЕДОЕКОТОНУ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я	100
РОЗДІЛ 6. АНТРОПОГЕННА ТРАНСФОРМАЦІЯ ҐРУНТІВ	112
6.1. Антропогенна трансформація ґрунтів в смузі переходу від сухого до середнього Степу	114
6.2. Процеси антропогенної еволюції ґрунтів	129
РОЗДІЛ 7. СЕРЕДНЬО-СУХОСТЕПОВИЙ ПЕДОЕКОТОН ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я	134
ВИСНОВКИ	147
ДОДАТКИ	150
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	175

## Вступ

Формування ґрунтового покриву перехідних географічних смуг – так званих “геоекотонів” – на сьогодні є практично не дослідженою проблемою в географії ґрунтів. В українському ґрунтознавстві однією з найбільш дискусійних є проблема діагностики, генези та класифікації ґрунтів смуги переходу від середнього до сухого Степу в Північно-Західному Причорномор'ї. Своєрідність та “перехідний статус”, специфічність профілю й неоднозначність властивостей цих ґрунтів призводять до появи різних (часто суперечливих) точок зору щодо їхньої класифікаційної приналежності. У «старих» джерелах і новітніх матеріалах досліджень ареали поширення чорноземів південних та темно-каштанових ґрунтів у Північно-Західному Причорномор'ї показані по-різному, що призводить до розбіжностей у картографії, районуванні та земельному кадастрі.

У монографії викладено результати досліджень ґрунтів смуги переходу від середнього до сухого Степу в Північно-Західному Причорномор'ї. Середньостепова частина території досліджень належить до Іллічівсько-Комінтернівського та Березансько-Криничанського районів Дністровсько-Бузької низовинної області середньостепової підзони, а південностепова частина – до Очаківсько-Парутинського району Нижньобузько-Дніпровської низовинної області Причорноморсько-Приазовської сухостепової провінції південностепової (сухостепової) підзони.

Метою дослідження є встановлення ґрунтово-географічних параметрів перехідної смуги між чорноземами південними й темно-каштановими ґрунтами в Північно-Західному Причорномор'ї – дослідження структури ґрунтового покриву середньостепового педоекотону, встановлення ареалів поширення чорноземів південних і темно-каштанових ґрунтів, параметризація властивостей перехідних ґрунтів і вдосконалення їх діагностики, встановлення ролі антропогенного чинника в еволюції ґрунтів.

## ІСТОРІЯ І ПРОБЛЕМАТИКА ДОСЛІДЖЕННЯ ҐРУНТІВ НА МЕЖІ СЕРЕДНЬОГО І СУХОГО СТЕПУ

### 1.1. Теоретичні та практичні аспекти історії вивчення ґрунтового покриття території досліджень

Ґрунти степів, зокрема чорноземи, здавна слугували об'єктом найбільш прискіпливої уваги ґрунтознавців. На матеріалах їх вивчення сформувалося генетичне ґрунтознавство, були встановлені його закони, розроблені основні поняття і терміни. Тому історія вивчення чорноземів та темно-каштанових ґрунтів є, одночасно, і повним відображенням розвитку ґрунтознавства як науки.

На основі періодизації історії вивчення генези та еволюції степових ґрунтів можна виділити наступні етапи [1, с. 9-63].

**I. Початкове накопичення географічних і агрохімічних свідчень** (XVIII ст.). Підсумками цього етапу стали: уведення в науку терміну “чорнозем” (М.В. Ломоносов); створення першої теорії походження чорноземів – рослинно-наземної (М.В. Ломоносов, А.Болотов, І.Х. Гербенштрейт, М.Г. Ліванов, І.М. Комов, М.І. Афонін, І.І. Лепьохін, І.А. Гюльденштедт), морської (П.С. Паллас) і гіпотези лісового походження (П.С. Паллас); з'ясування окремих фізичних, хімічних і агрономічних властивостей чорноземів (І.Г. Леман, В.І. Левшин, А.Т. Болотов); накопичення і узагальнення статистичних даних про розповсюдження чорноземних ґрунтів, а також зроблено перші спроби їх зонального розподілу (В.І. Левшин, М.І. Афонін, І.Г. Гмелін, І.А. Гюльденштедт, С. Плещев, А.Н. Радищев).

**II. Розвиток гіпотез про генезис чорноземів і їх примітивна картографічна систематизація** (перша половина XIX ст.).

1. *Дослідження В.М. Севергіна і Р. Германа* (1800-1840 рр.). Протягом цього періоду В.М. Севергіним визначено більш точне поняття “чорнозем”; висловлено положення про органо-мінеральну природу чорнозему (М.Г. Павлов, А. Теєр, Ф. Соссюр); вивчено хімічний склад органічної речовини чорнозему, виділено гумінові та фульвокислоти (Р. Герман); вперше чорноземи зафіксовані картографічно (С. Сташиць, 1806); створено першу агрогеологічну класифікацію ґрунтів (А. Теєр, 1821), в якій чорноземи належать до роду глинистих та суглинистих класу сильних та жирних пшеничних ґрунтів [2, с. 7].

2. *Переддокучаєвський період: створення наукового фундаменту і розвиток дискусії про чорнозем* (1840-1876 рр.). Наслідками цього періоду було утвердження рослинно-

наземної концепції походження чорноземів (Е.А. Еверсман, Ю. Гюо, Р. Герман, Ф.І. Рупрехт), проте підтримувалися і інші теорії – морська (Р. Мурчісон, А. Петцгольд), лісова (М.Н. Богданов), та виникали нові – болотна (Е.І. Ейхвальд, Н.Д. Борисяк, Г.Д. Романовський) і льодовиково-морська (Ф.Ф. Вангенгейм фон Квален, Р. Людвіг); здійснення важливих відкриттів, які показали смугове, широтне поширення різних чорноземів, їх зв'язок з висотами місцевості, відмінності за гранулометричним складом (А. Шмідт, А.І. Гросул-Толстой, І.Ф. Леваковський); складання ґрунтових карт з показом на них чорноземів і поділом їх на види (А.І. Гросул-Толстой, К.С. Веселовський, Вільсон, В.І. Чаславський); поява нових класифікацій ґрунтів – геолого-петрографічної (Ф.Фаллу, 1862), де чорноземи належать до роду ґрунтів глинистих порід класу первинних ґрунтів, і хімічної (В. Кнопп, 1871) [2, с. 8-9], в якій чорноземи відносяться до групи карбонатних ґрунтів; початок розділення чорноземів і каштанових ґрунтів (А. Шмідт, А.І. Гросул-Толстой) на території від Дніпра до Дністра [3, с. 148-149].

**III. Створення наукової концепції походження і будови степових ґрунтів, встановлення законів їх поширення** (кінець XIX – початок XX ст.).

1. *Роботи В.В. Докучаєва, П.А. Костичева, Н.М. Сибірцева* (1877-1900 рр.). Головними досягненнями цього періоду стали: представлення чорноземної проблеми у вигляді стійкої концепції, що зберегла свої основні позиції і до сьогодні (В.В. Докучаєв, П.А. Костичев, Н.М. Сибірцев); встановлення наземно-рослинного походження чорноземних ґрунтів, визначення їх вертикального профілю та зонального поширення; обґрунтування ролі в утворенні чорнозему накопичення і кругообігу “солодкого гумусу” та встановлення ролі біосфери (вищих рослин, мікроорганізмів, мезофауни) у цих процесах (П.А. Костичев); розділення чорноземів на ряд підтипів (чорноземи південні – “шоколадні”, 1886), а також запровадження терміну “каштанові ґрунти” (1886) і “темно-каштанові ґрунти” (1896), що відображено в картографічній інтерпретації (В.В. Докучаєв (1898), Н.М. Сибірцев (1902)); встановлення специфічних фізичних, хімічних і агрономічних властивостей чорноземів, що у своїй сукупності не повторюються в інших ґрунтових типах; висловлено ідеї походження чорноземів – від сірих лісових ґрунтів (В.В. Докучаєв) і від каштанових ґрунтів (Н.М. Сибірцев).

Протягом цього періоду інтенсивно розвивалася і класифікація ґрунтів. Так, знайшли своє продовження геолого-петрографічні класифікації (Ріхтгофен, 1886 і Гільгардт, 1896); створено фізико-хімічну класифікацію (П.А. Костичев, 1886), де чорноземи та каштанові ґрунти належать до класу карбонатно-перегнійних відділу лесових ґрунтів [2, с. 8-9; 4, с. 99]; впроваджено факторно-географо-генетичну класифікацію (В.В. Докучаєв,

1886-1900), в якій чорноземи південні і темно-каштанові ґрунти відносяться на рівні різнотипових підтипів до класу нормальних рослинно-наземних або зональних ґрунтів [5, с. 261]; уведено морфолого-географо-генетичну класифікацію (Н.М. Сибірцев, 1895-1900), де чорноземи південні (темно-шоколадні чорноземи) і темно-каштанові ґрунти (коричнево-темні чорноземи) відносяться на рівні підтипів до чорноземного типу класу зональних ґрунтів [6, с. 344]. У класифікаціях В.В. Докучаєва та Н.М. Сибірцева започатковано виділення солонцевого типу ґрунтоутворення (первинні і вторинні солонці (Докучаєв), солонцюваті чорноземи (Сибірцев)), а також закладено суперечність у визначенні типової приналежності темно-каштанових ґрунтів.

2. *Розширення знань про степові ґрунти, переселенські праці, дослідження О.Г. Набоких, К.Д. Глінки, П.С. Коссовича, Г.Н. Висоцького (1901-1920 рр.).* Протягом цього періоду в контексті дослідження ґрунтів Степу були: вивчені і нанесені на карти чорноземи і каштанові ґрунти Азіатської Росії (К.Д. Глінка, Б.А. Федченко, С.В. Щусєв, Л.І. Прасолов, С.С. Неуструєв, М.М. Філатов, Г.І. Танфільєв, Б.Б. Полинов); в степових губерніях Європейської Росії розвинуто підтиповий і підзональний аспекти географії чорноземів і каштанових ґрунтів (К.Д. Глінка, Б.А. Федченко, Т.М. Тумін, Н.А. Дімо, Т.П. Гордєєв, І.А. Шульга, О.М. Панков), закладено принцип провінціальності (С.А. Яковлев, Л.І. Прасолов, С.А. Захаров); розроблено питання морфології, фізики і хімії степових ґрунтів, з'ясовано будову їх гідрологічного і карбонатного профілів (П.С. Коссович, Г.Н. Висоцький, Г.І. Танфільєв, А.І. Хаїнський); оформлення спеціальної методики польового і лабораторного дослідження чорноземів (К.К. Гедройц, В.Р. Вільямс, Г.І. Танфільєв, О.Г. Набоких); використання отриманих даних по степових ґрунтах земствами і переселенськими управами для вирішення практичних питань; початок вивчення чорноземних ґрунтів країн Європи (Г. Мурґоч, П.Трейтц, А.Новак, Л.Бубер). Також в цей період було введено поняття “чорнозем південний” (К.Д. Глінка і Б.А. Федченко, 1912), вперше як підтип показані “карбонатні чорноземи” (Н.А. Дімо, В.В. Геммерлінґ, І.А. Шульга, 1911), розвинуто еволюційну схему розвитку ґрунтів від пустинних до підзолистих з кульмінацією в чорноземах (П.С. Коссович, 1911), продовжено розвиток теорії лісового походження чорноземів (В.І. Талієв, 1904).

Особливої уваги в цей період заслуговують дослідження засновника одеської школи ґрунтознавства О.Г. Набоких. Ним було розроблене вчення про водні режими і їх роль у формуванні ґрунтів та ландшафтно-географічних областей. Також О.Г. Набоких є засновником водно-режимної концепції ґрунтоутворення і профільно-генетичної

концепції класифікації ґрунтів, що суттєво відрізнялася від докучаєвсько-сибірцевої факторно-генетичної. У 1915 році він обґрунтовує виділення чотирьох основних груп водних режимів, які досить виразно асоціюються з типами водних режимів О.А. Роде — промивним, випітним, водозастійним і непромивним (Роде, 1956). О.Г. Набоких вперше, у зв'язку з водними режимами і динамікою карбонатів, розробив класифікацію чорноземів України. При цьому, аналізуючи роль рослинності, О.Г. Набоких відзначав, що вона є головним фактором чорноземоутворення, і що регульований степовою рослинністю водний режим визначає всі основні типові властивості чорноземів. Він дійшов висновку, що генезис чорноземів обумовлений, головним чином, впливом водного режиму, рослинності й мікроорганізмів. На основі детальних досліджень вмісту й морфології карбонатів у ґрунтах України О.Г. Набоких висувається ідея про класифікаційну роль карбонатних новоутворень для степових ґрунтів [7, с. 168-181].

Даний період характеризується і багаточисельними спробами ґрунтових класифікацій, що, переважно, лише формально (і не в кращий бік) відрізнялися від класифікації Докучаєва-Сибірцева, і розвитком дискусії відносно цього питання. Одними з перших були факторно-географічні класифікації Г.Н. Висоцького (1906) і К.Д. Глінки (1908). У першій чорноземи південні і темно-каштанові ґрунти відносяться до класу зональних ґрунтів, а в другій вони належать до класів ґрунтів помірного і недостатнього зволоження відділу ектодинамоморфних ґрунтів. Вивчення ролі рослинності в ґрунтоутворенні призвело до створення поки що єдиної класифікації ґрунтів по рослинному покриву А.Н. Сабаніна (1909). В ній чорноземи південні (шоколадні) і темно-каштанові ґрунти (коричневі чорноземи) належать до окремих груп класу чорноземів “крупчатої і дрібнозернистої структури” в розділі ґрунтів лучно-степового типу. Також у цій класифікації виділено солонцюваті ґрунти в розділі ґрунтів полинно-трав'яного типу, що акцентує увагу на рослинному походженні засоленних ґрунтів [2, с. 20-21]. Особливу цінність становить еволюційно-профільно-генетична класифікація П.С. Коссовича (1910), яка закладена на основі внутрішніх властивостей та особливостей самих ґрунтів і є праобразом сучасної субстантивно-генетичної класифікації ґрунтів Росії. У ній чорноземи належать до степового або чорноземного типу ґрунтоутворення, а каштанові ґрунти – до пустинно-степового або солонцевого. Вперше ґрунти солонцевого і каштанового типів ґрунтоутворення об'єднані в один тип [2, с. 22-23]. Заслуговує уваги і “хімічна систематика чорноземних ґрунтів” А.І. Хаїнського (1912), яку він розробив на основі їх відносної розчинності в кислотах і лугах [1, с. 54].

У цей же час в США було опубліковано геоморфолого-петрографічно-фізичну кла-

сифікацію М. Уїтні (1909), яка мала наступну структуру: провінція (геоморфологічний район) – серія (грунтотворні породи) – тип (фізичні властивості ґрунтів). Вона певним чином суміщала факторно-генетичні та геолого-петрографічні принципи і широко використовувалася при ґрунтовій зйомці. У 1912 р. з'явилася факторно-географічна класифікація Г. Коффі, в якій чорноземи належать до групи темнозбарвлених (напіввигугованих) ґрунтів прерій, а каштанові ґрунти – до групи аридних, або невилугованих ґрунтів [2, с. 35].

**IV. Поглиблення фізичних, фізико-хімічних і біологічних досліджень степових ґрунтів, утвердження генетичних уявлень про чорноземи в працях зарубіжних дослідників** (20-40-ві роки ХХ ст.). Під час даного етапу було розвинуто хімію ґрунтів (К.К. Гедройц, І.В. Тюрін, І.Н. Антипов-Каратаєв, Л.Н. Наткіна, Н.П. Ремезов, А.Ф. Тюлін, Б.П. Нікольський, В.А. Чернов), вивчення окремих типів ґрунтів (К.П. Горшенін, І.П. Герасимов, Л.І. Прасолов, І.Н. Антипов-Каратаєв, С.О. Захаров, К.Д. Глінка та ін.), формування фізики і меліорації ґрунтів (Г.Н. Висоцький, А.Ф. Лебедев, М.А. Дімо, А.Н. Костяков, Л.П. Розов, С.А. Захаров, О.О. Ізмаїльський, П.В. Отоцький, М.П. Адамов, А.Г. Дояренко та ін.), становлення біології (С.А. Севергін, С.П. Костичев, С.А. Ваксман, М.А. Дімо та ін.), мінералогії (О.А. Роде, Г.Н. Зирін, І.Д. Седлецький, П.А. Земятченський) і вивчення ерозії ґрунтів (А.М. Панков, С.С. Соболев, А.С. Козьменко, А.Н. Костяков). Цей етап характеризувався розвитком ґрунтово-картографічних досліджень чорноземної зони, що вимагало модернізації методів їх проведення (в тому числі і більш сучасної систематики та діагностики ґрунтів). Тому, після зведення матеріалів масових ґрунтових досліджень став можливим перехід до нових класифікаційних і географічних узагальнень. Тобто, питання систематики ґрунтів та їх районування тісно переплелися між собою.

В цих умовах першими з'явилися ускладнені варіанти факторно-генетичних класифікацій Д.Г. Віленського (1924) і С.А. Захарова (1927), які являли собою подальший розвиток ідей В.В. Докучаєва про ряди ґрунтоутворення. В першій чорноземи і каштанові ґрунти належать до фітогенного відділу, а в другій – до класу кліматогенних ґрунтів. Докучаєвська ідея топографічного ряду ґрунтів знайшла своє відображення і в класифікації Я.Н. Афанасьєва (1922), в якій вперше висловлена ідея морських і континентальних фацій та областей ґрунтів в різних термічних зонах [2, с. 19-22].

Власне генетичну класифікацію як таку, що базується на внутрішніх ознаках ґрунтів у певних кліматичних умовах, представив в 1924 р. К.Д. Глінка. У ній як чорноземи, так і каштанові ґрунти належать до степового типу ґрунтоутворення, а також на

рівні підтипу виділено солонцюваті в слабосолонцюваті ґрунти. Також К.Д. Глінка підтримував концепцію походження чорноземів від темно-каштанових ґрунтів, привів аргументи необов'язковості проходження солонцюватими ґрунтами солончакової стадії і показав важливість чергування в профілі висхідних і низхідних потоків солевих розчинів при їх формуванні. Подібна класифікація була представлена в тому ж 1924 році і С.С. Неуструєвим, в якій він розглядав чорноземи і каштанові ґрунти як окремі ґрунтові типи, групи ґрунтів рівномірного розкладення мінеральної маси, класу автоморфного ґрунтоутворення. Одним з основних аспектів цієї класифікації є поділ ґрунтів на автоморфні та гідроморфні і введення цих термінів в ґрунтознавчу науку. Парадоксальним є те, що ґрунтуючись на внутрішніх ознаках ґрунтів, К.Д. Глінка і С.С. Неуструєв створили схему дуже близьку до географо-генетичних класифікацій В.В. Докучаєва і Н.М. Сибірцева [2, с. 23-24].

Значним вкладом в ґрунтознавство стали дослідження К.К. Гедройця (творця вчення про ґрунтовий вбирний комплекс) в області колоїдної хімії ґрунтів. Основні положення його вчення лягли в основу еволюційно-профільно-генетичної класифікації ґрунтів К.К. Гедройця (1925), в якій чорноземи та каштанові ґрунти належать до чорноземного та солонцевого типів ґрунтоутворення групи насичених основами ґрунтів. Важливим в дослідженнях К.К. Гедройця є фактично повторне відкриття солонців, створення фізико-хімічної натрієвої теорії їх утворення (що дозволило розділити солонці і солончаки на процесному рівні), запровадження еволюційного ряду солончак-солонець-солодь (на основі якого були виведені ряди одерніння (Е.І. Іванова), остепніння (В.А. Ковда, І.Н. Антипов-Каратаєв, В.С. Богдан), і біологічної трансформації (Н.В. Орловський)) [1 – 4, 8]. Свою еволюційно-генетичну класифікацію запропонував і Б.Б. Полинов (1932), в якій чорноземи й каштанові ґрунти належать до окремих розділів чорноземного типу ґрунтоутворення групи лужного ґрунтоутворення на карбонатній корі вивітрювання елювіального ряду. Головними ідеями Б.Б. Полинова були зв'язок еволюції ґрунтів і ландшафтів, а також обґрунтована роль у розвитку і підтриманні солонцевих властивостей постійного зв'язку ґрунтового профілю з ґрунтовими водами. Концепція еволюції ґрунтів Б.Б. Полинова була втілена і в класифікації Д.Г. Віленського (1937-1945), де чорноземи і каштанові ґрунти належать до органо-аккумулятивної і органо-мінеральної стадії розвитку ґрунтів Ca-Si-Al-літного ряду ґрунтоутворення [2, с. 30-32].

На відміну від попередніх, факторно-географо-генетична класифікація І.П. Герасимова-А.А. Завалишина-Е.Н. Іванової (1939) була спрямована на відображення

реальної географічної різноманітності ґрунтів. У ній темно-каштанові ґрунти на рівні підтипу відносяться до типу каштанових ґрунтів сухих степів, а чорноземи південні – до чорноземних ґрунтів степів. Також ця класифікація характеризується виділенням сучасних типів, підтипів та видів ґрунтів [2, с. 33-34]. Дана класифікація в подальшому була розвинута Л.І. Прасоловим [9, с. 101-111], який виділяв уже 128 типів ґрунтів (1947). Ним було розроблено сучасне визначення типу ґрунту, глибока всестороння характеристика чорноземного і каштанового типів ґрунтоутворення (спільно з І.Н. Антиповим-Каратаєвим) [10, 863-882]. Л.І. Прасолов виявив новий тип географічної закономірності – провінціальність, вважаючи що вона має комплексні причини (зокрема – вік ґрунту). В питанні еволюції ґрунтів Л.І. Прасолов виступав проти змішування хронологічних і географічних закономірностей, а найбільш правдивими прикладами еволюції ґрунтів він вважав взаємні переходи для просторово- і класифікаційно-пограничних (суміжних) ґрунтів [4, 274-276].

В США у 1935 році вийшла факторно-географо-генетична класифікація К.Ф. Марбута, що включала в себе множинну систему ґрунтової таксономії та критерії виділення ґрунтових серій (які використовуються і до сьогодні). В ній темно-каштанові ґрунти виділені окремим типом ґрунтоутворення разом із чорноземами та каштановими ґрунтами і належать до однієї ґрунтової серії (педокалу). В 1938 році була опублікована класифікація Болдуїна-Келлога-Торпа для якої, на відміну від класифікації К.Ф. Марбута, характерне повернення до зональної концепції Н.М. Сибірцева. В 20-40-ві роки Х. Штреме розроблена факторно-петрографо-географічна класифікація ґрунтів Німеччини, в якій чорноземи (чорні степові ґрунти) належать до біогенної групи ґрунтів [2, с. 35-38; 3, с. 235-241].

**V. Посилення експериментальних і стаціонарних досліджень степових ґрунтів, виділення фаціальних груп** (1948-1973 рр.). Цей етап характеризувався розвитком картографії, класифікації, стаціонарними дослідженнями ґрунтів, оформленням біології, мінералогії, мікроморфології, біогеохімії ґрунтів та геохімії ландшафтів, становленням вчення про структуру ґрунтового покриву.

Початок цього етапу відзначався продовженням факторно-географо-генетичного підходу, прикладом чого є класифікація Є.Н. Іванової і Н.Н. Розова (1956). В ній чорноземи південні і темно-каштанові ґрунти на рівні підтипів належать до відповідних типів ґрунтоутворення біогенної групи. Подальша робота над систематичним списком ґрунтів призвела до створення цими вченими нової еколого-генетичної класифікації (1967), в якій вони об'єднали два основних підходи – факторний і субстантивно-

процесний. В цій класифікації чорноземи і каштанові ґрунти вперше поділяються на сучасні підтипи (в тому числі і фаціальні), роди, види, різновидності, розряди і фази. Великий інтерес викликала і еколого-генетична класифікація В.Р. Волобуєва (1973) на основі органо-мінеральних реакцій, в якій чорноземи і каштанові ґрунти належать до гуміно-гуматно-кальцієвого типу, а їх солонцюваті відміни – до фульватно-гуматно-натрієвого [2, с. 40-44].

Продовженням профільно-генетичних класифікацій стала класифікація М.А. Глазовської (1966), яка ґрунтується на надтипових рівнях: геохімічна асоціація → генерація ґрунтів → сімейств ґрунтів → тип ґрунту. Хоча ця класифікація за своїм ідейним спрямуванням є одним із праобразів сучасної російської класифікації, за висловлюванням І.П. Герасимова для неї характерний “географічний нігілізм” і відсутність чітких кількісних діагностичних критеріїв [2, с. 44-45].

В 1973 році була опублікована еволюційно-мінералого-геохімічна класифікація В.А. Ковди. У ній чорноземи належать до нейтральних смектит-сіалітних ізогумусових ґрунтів, а каштанові ґрунти до арідних гіпсо-вапнистих ґрунтів. Важливим результатом роботи В.А. Ковди є підтримка гіпотези палеогідроморфного генезису чорноземів (яку підтримала Т.Ф. Афанасьєва), а також дослідження солонцюватих ґрунтів (безпосереднє утворення солонців, без стадії солончаків) [11, с. 405-418].

В 1958 році на заході з'являється профільно-генетична класифікація В.Кубієни, яка в значній мірі визначила подальший розвиток систематики ґрунтів в Європі. У цій класифікації каштанові ґрунти і чорноземи належать до класу степових ряду наземних ґрунтів аналогічного стволу. Також профільно-генетичною є класифікація Г.Обера і Ф.Дюшофура (1967), в якій чорноземи і каштанові ґрунти належать до класу ізогумусових ґрунтів [2, с. 39-40, 46-50; 3, с. 280-286].

Протягом цього етапу було остаточно сформовано фаціальний поділ чорноземів (І.П. Герасимов, Т.Ф. Афанасьєва, Н.Б. Вернардер, К.П. Горшенін, І.А. Крупеніков, М.О. Дімо, С.Ю. Розов), визначено специфіку їх гумусу (І.В. Тюрін, М.М. Кононова, А.В. Барановська), звернено увагу на роль поглинутого кальцію для чорноземного процесу (О.Н. Соколовський) [1, с. 58-62; 3, с. 257-268].

**VI. Подальший розвиток напрямків ґрунтознавства, генерація ідей щодо генезису і еволюції ґрунтів Степу** (1973-1990 рр.). Під час цього етапу було виявлено біосферні і екологічні функції ґрунтів, вивчено їх природну і антропогенну еволюцію, розроблено шляхи охорони, методологію і методику моніторингу ґрунтів, започатковано їх прогнозування, особливу увагу звернено на мікроморфологію ґрунтів.



У 1977 році вийшла факторно-генетична класифікація ґрунтів СРСР, яка досі є єдиною легітимною класифікацією в Україні і в якій встановлено існуючу таксономічну приналежність чорноземів південних та темно-каштанових ґрунтів [12]. Проте цій класифікації властиві багаточисельні недоліки, і ще до її виходу І.П. Герасимов (1975) висловив ідею розробки класифікації на основі систематики елементарних ґрунтових процесів (чорноземний тип ґрунтоутворення – дерново-гумусоаккумулятивний процес, процеси карбонатизації і соленакопичення). На основі цієї ідеї В.М. Фрідландом (1981) була розроблена схема базової профільно-генетичної класифікації. В ній чорноземи південні і темно-каштанові ґрунти належать до відділу акумулятивно-гумусних стволу постлітогенних органо-мінеральних ґрунтів. Подальший розвиток профільно-генетичного напрямку класифікації ґрунтів зумовив вихід класифікації Л.Л. Шишова і І.А. Соколова (1989), в якій чорноземи поділяються на три типи, а темно-каштанові ґрунти та чорноземи південні належать до типу чорноземів текстурно-диференційованих відділу акумулятивно-гумусових стволу постлітогенних ґрунтів. Більш пізньою спробою профільно-генетичної класифікації була класифікація Б.Г. Розанова (1990). В ній чорноземи і каштанові ґрунти належать до порядку чернікових ґрунтів підвідділу ізогумусових відділу слабоглибених недиференційованих ґрунтів [2, с. 61-67].

За кордоном в цей час також набув поширення профільно-генетичний підхід до класифікації ґрунтів, що простежується в класифікаціях Мюнггаузена (1975), Б. Авері (1980), К. Стівенса (1982) та ін. В США у 1975 році була оприлюднена морфолого-діагностична класифікація, в якій чорноземи та каштанові ґрунти належать до моллісолів. В міжнародній класифікації ґрунтів ФАО ЮНЕСКО каштаноземи і чорноземи належать до групи чернікових ґрунтів.

Протягом даного етапу знайшли підтримку теорія автоморфного походження чорноземів (І.П. Герасимов, І.І. Лебедева, В.А. Носин) і теорія палеогідроморфізму В.А. Ковди (М.А. Глазовська, Г.В. Добровольський, Б.Г. Розанов), обґрунтування слабконтрастної слабксероморфної еволюції степових ґрунтів Східноєвропейської рівнини (І.А. Крупенніков, В.П. Золотун, А.Л. Александровський, І.В. Иванов), звернено увагу на зміну степових ґрунтів під впливом ерозії на схилах (І.А. Крупенніков, М.Н. Заславський, М.І. Полупан, М.К. Шикуча), спрогнозовано розвиток степових ґрунтів на наступні 100 років (А.Н. Розанов), розроблено нові теорії солонцюватості ґрунтів (В.Н. Михайличенко, В.Д. Муха, М.Б. Мінкін, В.П. Калиниченко).

**VII. Посилення уваги до теоретичних проблем природного і антропогенного ґрунтоутворення** (з 1991 року – до наших днів). Протягом цього періоду відбувалося

послаблення експериментальних і експедиційних досліджень у зв'язку з фінансовими труднощами; на перший план теоретичних досліджень усе більше висувається аналіз функціонування ґрунту як самостійної системи і її частин як підсистем систем більш високого порядку (біосфери, екосистем та ін.).

Даний період характеризується переходом до субстантивно-генетичного підходу в класифікації ґрунтів. Першою з таких класифікацій була схема І.А. Соколова (1991), в якій чорноземи та темно-каштанові ґрунти належать до групи органогенних відділу субаеральних царства природних ґрунтів [13, с. 107-121]. У подальшому субстантивно-генетична схема класифікації була розвинута Л.Л. Шишовим, В.Д. Тонконогим, І.І. Лебедевою і М.І. Герасимовою (1997, 2000, 2004). У цій класифікації темно-каштанові ґрунти та чорноземи південні об'єднано в тип чорноземів текстурно-карбонатних відділу акумулятивно-гумусових стволу постлітогенних ґрунтів [14].

В Україні свою субстантивно-генетичну класифікацію запропонували І.Я. Папіш, Г.С. Іванюк, С.П. Позняк і М.Г. Кіт (2008). У ній чорноземи південні та темно-каштанові ґрунти належать до підтипу текстурно-карбонатних чорноземного типу акумулятивно-гумусової асоціації класу постлітогенних ґрунтів [15, с. 33-40]. Особливої уваги заслуговує генетична еколого-субстантивна класифікація М.І. Полупана, В.Б. Солов'я й В.А. Величка (2005). У даній класифікації чорноземи південні й темно-каштанові ґрунти на рівні типу належать до ряду автоморфних ґрунтів з акумулятивно-гумусовим профілем [16, с. 199-202].

В 1998 році на основі класифікації ФАО ЮНЕСКО було створено WRB (Всесвітню Реферативну Базу), в якій чорноземи південні належать до групи Chernozems з модифікатором Calcic, а темно-каштанові ґрунти – до групи Kastnozems з модифікатором Halpic; для солонцюватих відмін – модифікатор Luvic [17].

Особливого розвитку набула систематика ландшафтних комплексів і їх ландшафтно-педологогеохімічне картографування (А.І. Кривульченко), вивчення засоленних ґрунтів (С.А. Балюк, А.В. Новікова, Н.Е. Гаврилович), дослідження проблем антропогенного ґрунтоутворення (С.П. Позняк, Є.Н. Красеха, Я.М. Біланчин, С.Г. Чорний).

## **1.2. Проблематика невизначеності межі середнього і сухого Степу**

Виділення територіальних одиниць при фізико-географічному районуванні здійснюється за матеріалами галузевих досліджень (геоморфологічних, гідрогеологічних, геоботанічних, ґрунтових), а також з допомогою аналізу ландшафтно-генетичної структури території і схеми районування окремих компонентів природи. Таким чином,

основні одиниці класифікації ґрунтів повинні відповідати аналогічним таксономічним одиницям фізико-географічного районування. Такими одиницями є, відповідно, ґрунтовий тип і фізико-географічна зона, підтип ґрунту і фізико-географічна підзона. Тобто, співпадання понять і границь природних (фізико-географічних, ландшафтних), ґрунтових і сільськогосподарських зон і підзон є обов'язковим. Проте межі фізико-географічних одиниць в природі є не різко вираженими, а поступовими. Так і ґрунтовий покрив у просторі внаслідок неоднорідності фізико-географічних факторів характеризується континуальним (поступовим) характером розвитку ґрунтових тіл і відсутністю дискретних (обмежених) їх індивідуумів з чіткими природними межами. Ця неоднорідність виражається в наявності перехідних областей між основними таксономічними одиницями як ґрунтового, так і інших природничих районувань. З іншого боку, взаємодія основних фізико-географічних факторів буває як зональною, так і азональною. Тому для того, щоб відобразити просторову диференціацію географічної оболонки в системі одиниць фізико-географічного районування в одному таксономічному ряді необхідно об'єднувати групу зональних одиниць (фізико-географічні пояс, зону, підзону) і групу азональних одиниць (фізико-географічну країну, провінцію, область, район), що призводить до неточностей в районуванні перехідних областей. У свою чергу, поняття меж зон в фізико-географічному і ґрунтовому аспектах не зовсім збігаються. Цей ефект обумовлений законом фаціальності ґрунтів, за яким місцеві провінційні (фаціальні) особливості клімату зумовлюють появу специфічних місцевих ознак ґрунтів і навіть формування інших типів [18, с. 12-22]. А так як класифікація і районування ґрунтового покриву нерозривно зв'язані між собою, то це призводить до фактичної невідповідності фізико-географічного і ґрунтового районування в перехідних зонах, що, як зазначено вище, суперечить одному з головних принципів районування.

Таким чином, постає питання синхронізації фізико-географічного і ґрунтового районування та параметризації перехідних географічних зон (однією із яких і є перехідна смуга між середнім та сухим Степом). А так як межі фізико-географічних зон і підзон встановлюються на підставі поширення типів ґрунтового і рослинного покривів, які найбільш чітко відображають гідротермічні умови території, і зважаючи на факт заміни природних фітоценозів агроценозами – ґрунт залишається основним діагностичним критерієм виділення таких фізико-географічних таксономічних одиниць як зона і підзона [19-22].

Розглядаючи географічне розташування межі сухого і середнього Степу, спостері-

гаємо значне різноманіття диференціації степів як у типологічному, так і регіональному планах, що пов'язано з їх поширенням, ступенем дефіциту вологи, характером ґрунтового і рослинного покриву, методичними підходами дослідників. Залежно від цих особливостей степи поділяють на дві [21, с. 351; 23, с. 468], три [16, с. 144-145; 24-28], чотири [29-31] і п'ять [32, с. 128; 33, с. 54] підзон.

Південну границю степів, як і північну, також проводять по-різному. Деякі науковці відносять до чорноземно-степової зони і смугу темно-каштанових і каштанових ґрунтів, тобто сухий Степ, на рівні підзони [21, с. 351; 22, с. 264; 28, с. 16-20; 34-36]. Інші виокремлюють самостійну сухостепову зону або зону типчаково-ковилового Степу [16, с. 172-173; 37-43].

Невизначеною є також межа сухого та середнього Степу і на підзональному рівні. Усталеною є концепція проведення цієї границі по межі чорноземів південних і темно-каштанових ґрунтів [16, с. 144-145; 27, с. 308; 28, с. 16-20; 35, с. 120-121; 38, с. 124; 42 - 46]. Проте, багато хто визнає приналежність темно-каштанових ґрунтів до підзони середнього Степу [21, с. 351; 22, с. 264; 25, с. 127; 29, с. 49; 30, с. 271; 47, с. 128]. Інші відносять чорноземи південні залишково- і слабосолонцюваті до сухостепової підзони [19, с. 41; 31, с. 72; 48, с. 73-84; 49, с. 188].

Дані протиріччя вказують на невідповідність класифікації і районування ґрунтового покриву території на межі середнього і сухого Степу. Але класифікація і районування ґрунтів нерозривно пов'язані між собою. Це зумовлено тим, що останнє проводиться на підставі територіальних виділів таксономічних одиниць класифікації. Тому інформативність районування функціонально визначається науковим рівнем типології ґрунтів. Водночас воно вносить корективи в діагностику класифікаційної диференціації ґрунтового покриву.

Для аналізу розбіжностей у визначенні межі середнього і сухого Степу, насамперед, необхідно взяти до уваги так звані "об'єднані принципи класифікації та районування ґрунтів", сформульовані у свій час С.І. Соколовим [20, с. 56-64].

Перший принцип, що витікає з ідей основоположників ґрунтознавства В.В. Докучаєва та Н.М. Сибірцева і розвинутий в працях С.С. Неуструєва, С.А. Захарова, Л.І. Прасолова та інших, полягає в тому, що ґрунт як природно-історичне тіло не може бути відірваним від географічних умов місця його залягання. Звідси випливає, що загальна класифікація ґрунтів може бути тільки географо-генетичною, а якщо точніше – еволюційно-географо-генетичною. Другий принцип розвинув у своїх роботах ще А.А. Завалишин і його можна сформулювати так: головні одиниці класифікації ґрунтів

повинні відповідати одиницям такого ж рангу в географії ґрунтового покриву. Такими одиницями є відповідно ґрунтовий тип і ґрунтова зона, ґрунтовий підтип і ґрунтова підзона. Третій принцип, як згадано вище, – це співпадання понять і границь природних та ґрунтових зон і підзон. Деякими авторами він не визнається, що призводить до багатьох непорозумінь.

На основі даних положень варто розглядати фактичний матеріал щодо визначення межі середнього і сухого Степу, а також межі між ґрунтами чорноземного і каштанового типів ґрунтоутворення.

На нашу думку, спочатку потрібно розглянути класифікаційне місце і таксономічну приналежність чорноземів південних залишково-солонцюватих та темно-каштанових ґрунтів, як таких, що розмежовують середній і сухий Степ. Загальноприйнятим є визначення темно-каштанових ґрунтів як підтипу каштанових ґрунтів, а чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих як роду чорноземів південних. Проте, у деяких класифікаціях темно-каштанові ґрунти об'єднані з чорноземами південними в один підтип [14, 15, с. 33-40]. Це аргументується тим, що темно-каштанові ґрунти за своїми властивостями і будовою профілю ближчі до чорноземів південних ніж до каштанових ґрунтів. Такий підхід до визначення типової приналежності темно-каштанових ґрунтів в Україні, на нашу думку, неможливий. Причиною цього є те, що основну частину сухого Степу займають темно-каштанові ґрунти і віднесення їх до чорноземів призведе до фактичного зникнення в нашій державі сухостепової підзони, чим буде порушено вже усталену систему фізико-географічного районування України. З іншого боку, за логікою визначення підтипу ґрунту, чорноземи південні залишково- і слабосолонцюваті повинні представляти собою окремих підтип [50, с. 161-164]. Але такий класифікаційний хід стане причиною виділення темно-каштанових несолонцюватих ґрунтів на низьких терасах Чорного моря і Дунаю в південній частині Одеської області (де їх уже пропонували виділяти [42, с. 124-125]), що також призведе до перегляду фізико-географічного районування.

На сьогодні не існує єдиної думки щодо класифікаційної приналежності і географічного поширення чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих та темно-каштанових ґрунтів. Слід відзначити, що перехід від чорноземів південних залишково-солонцюватих до темно-каштанових ґрунтів на межі середнього і сухого Степу ледве простежується. Тому в деяких наукових роботах ці території відносили то до областей поширення чорноземів південних залишково-солонцюватих [19, с. 41; 51-56], то до темно-каштанових ґрунтів [16, с. 172-173; 42, с. 120; 45, с. 84; 57, с. 54]. Особливо при-

митними в цьому плані є приморська смуга Комінтернівського району Одеської області, територія між східною частиною заповідника Асканія-Нова та Агайманським подом і прибережні смуги вздовж лиманів північно-західного Причорномор'я [19, с. 20].

### **1.3. Динаміка ґрунтоутворюючого режиму території досліджень протягом голоцену**

Неперервність, як головна риса в генезисі ґрунтового покриву, найбільш яскраво виражена в акумулятивному ґрунтовому ряді (чорноземи типові, звичайні, південні; темно-каштанові і каштанові ґрунти). Проте сьогодні не існує єдиної точки зору щодо таксономічного рівня диференціації вищеперелічених ґрунтів. Одні автори з часів В.В. Докучаєва розглядають чорноземний тип ґрунтоутворення як генетично єдиний (В.М. Фрідланд, В.В. Єгоров [12, с. 86-87], І.А. Крупенніков [58, с. 84], Н.Н. Розов [59, с. 76-81] та ін. [14, 15, с. 33-40]), а інші дослідники піддають сумніву чорноземний процес як монотип (Л.І. Прасолов [10, с. 863-882], К.П. Горшенін [60, с. 73-78], М.І. Полупан [16, с. 28] та ін. [61, с. 52-64]). Сучасне тлумачення генетичного типу ґрунту чітко вказує на те, що чорноземний тип ґрунтоутворення не однозначний у різних зонах. Розглядати його як монотип, виходячи з позицій його формування під трав'янистою рослинністю, не враховуючи гідротермічний фактор [16, с. 29], не відповідає сучасному рівню знань про процеси ґрунтоутворення. Таким чином, важливо розглядати ґрунтоутворення на межі південного та сухого Степу як в контексті чорноземного типу ґрунтоутворення, так і з позиції локальних особливостей цієї перехідної зони.

Для розуміння генези ґрунтів автоморфного акумулятивного ряду важливо знати ознаки, які відрізняють їх від інших ґрунтів. Виходячи із робіт В.В. Докучаєва, П.С. Косовича, Л.І. Прасолова, І.А. Крупеннікова, М.А. Глазовської, В.Р. Волобуєва, С.В. Зонна, І.І. Лебедевої, І.Н. Антипова-Каратаєва, В.А. Ковди, А.А. Роде і багатьох інших дослідників, в числі цих ознак можна назвати наступні: автоморфність, акумуляція кальцієво-гуматного гумусу у верхньому горизонті, нейтральна реакція у верхній і слаболужна в нижній частині профілю, акумуляція карбонатів (або ознаки їх накопичення) у будь-якій частині профілю, обов'язкова присутність перехідного горизонту, насиченість колоїдної частини основами (Са і Mg), однорідність складу силікатної частини по всьому профілю.

Результатом розвитку уявлень про генезис і еволюцію ґрунтів чорноземного типу ґрунтоутворення є наступні положення:

- Ці ґрунти мають в основному автоморфне наземне походження (М.В. Ломоносов,

В.В. Докучаєв, А. Болотов, Ф. Рупрехт, А.П. Карпінський, Г.І. Танфільєв, П.А. Костичев, Л.І. Прасолов і ін.);

- Вихідним матеріалом для утворення ґрунтів чорноземного типу могли бути як авторморфні (субаеральні) відклади і ґрунти, так і флювіальні породи і гідроморфні ґрунти (І.А. Крупенніков, В.П. Золотун, А.Л. Александровський, Л.Г. Дінесман, І.В. Іванов, В.А. Демкін, С.В. Губін та ін.);
- У профілі даних ґрунтів наявні ознаки і риси гідроморфізму різної давності:
  - а) гіпотеза про морське походження (Даллас, Петцольд, Мурчісон);
  - б) гіпотеза про болотне походження (Е.І. Ейхвальд, В.Р. Вільямс, В.А. Ковда, Е.А. Афанасьєва, Н.Д. Борисяк та ін.);
- У профілі ґрунтів авторморфного акумулятивного ряду наявні ознаки більш аридних стадій розвитку (А.І. Набоких, Т.П. Таранець, Р.С. Ільїн, Н.Н. Болишев та ін.) [62, с. 324-324].

При наявності багатьох теорій, в ґрунтознавстві встановились дві точки зору щодо проблеми генези цих ґрунтів.

1. Каштанові ґрунти, як і ґрунти більш південних пустинних степів (бурі ґрунти і сіроземи) можна ставити в один ряд з чорноземами (степовий ряд Глінки, ряд Pedocal Марбута), в якому при наростанні посушливості одні і ті ж ознаки, кількісно змінюючись, дають якісно різні підтипи. Серед них темно-каштанові ґрунти разом з чорноземами південними утворюють перший ступінь, а світло-каштанові – другий ступінь переходів від чорноземів в сторону аридних ґрунтів [10, с. 863-882].

Але можна розглядати відміни і підтипи степових ґрунтів як окремі стадії, починаючи від сіроземів і бурих ґрунтів пустинних степів через світло-каштанові і темно-каштанові ґрунти до чорноземів, так як по мірі зростання фактора зволоження ґрунтів також зростають джерела органічної речовини в ґрунтах і умови для вимивання солей із материнської породи і ґрунту. При такій інтерпретації чорноземного типу ґрунтоутворення в його загальну схему можна включити ряд Гедройця [63, с. 51] послідовного розвитку процесів розсолоння натрієвих солончаків з утворенням солонців і солодей. Цей ряд істотно доповнюється (В.А. Ковда) [11, с. 283-289] уявленнями про ряд остепніння солонців з переходом їх в солонцюваті каштанові ґрунти, каштанові несолонцюваті ґрунти і навіть в чорноземи. Таким чином, при підвищенні зволоження цих ґрунтів повинні розвиватися чорноземоподібні ґрунти і чорноземи. Отже, каштанові ґрунти (особливо темно-каштанові) треба вважати однією зі стадій на шляху утворення чорноземів.

2. Теорія розвитку ґрунтів у зворотному порядку, що запропонована В.Р. Вільямсом у вигляді ряду: тундра – підзолисті ґрунти – чорноземи – ґрунти сухих степів [64, с. 385].

У цьому ряді ґрунти сухих степів розглядаються як продукти поступової деградації чорноземів, руйнування і мінералізації гумусових речовин, втрати ґрунтами їх структури, пов'язані із зміною водного режиму, рослинності і всього профілю ґрунту.

Для встановлення генетичних особливостей ґрунтів території дослідження, у відповідності до певної з вищезазначених теорій, необхідно розглянути їхню еволюцію протягом голоцену.

Важливою проблемою вивчення еволюції чорноземних ґрунтів у голоцені є неспівпадання в часі етапів зміни їх властивостей і умов ґрунтоутворення, що зумовлено інерційністю ґрунтоутворюючих процесів. Внаслідок цього практично в усіх теперішніх ґрунтах окрім ознак сучасного зустрічаються і риси давнього ґрунтоутворення, що передбачає можливість історико-генетичного аналізу ґрунтового профілю.

Розробка моделі ґрунтоутворення на межі середнього і сухого Степу передбачає аналіз взаємопов'язаних просторового і часового аспектів організації ґрунту. Сучасні чорноземи на території України з'явилися на початку голоцену в бореальному періоді близько 9-ти тис. років назад, а в південних районах, можливо, і раніше – у міжльодовиковий період плейстоцену, у залежності від віку лесових порід та інтенсивності денудації й субаеральної акумуляції. Еволюцію цих чорноземів можна назвати слабо-контрастною і мезоксероморфною. Так, сучасні чорноземи звичайні півдня України близько 5-6 тис. років назад відносилися до цього ж підтипу, в інтервалі 4,5-3 тис. років назад – до чорноземів південних, а потім – знову до звичайних.

Пізньоголоценова еволюція ґрунтів півдня України проходила наступним чином. Протягом 5-ти тис. років ґрунти регіону еволюціонували від світло-каштанових до каштанових і темно-каштанових ґрунтів, і далі – до чорноземів південних і звичайних [65 - 67].

Сучасні ґрунти північно-західного Причорномор'я останню посушливу фазу проходили під час “малого льодовикового періоду” (500-250 рр. тому), що підтверджується картою А.І. Гросул-Толстого (1856) на якій темно-каштанові і каштанові ґрунти заходять далеко на північ від сучасних меж [3, с. 149]. Зараз вони переживають вологу субфазу, яка почалася в 60-70-их рр. XX ст. і, очевидно, еволюціонують до чорноземів південних [68, с. 20-28].

Таким чином, ґрунти, що розташовані на межі середнього і сухого Степу, варто визначати як перехідні від темно-каштанових ґрунтів до чорноземів південних, які



у своїй еволюції зазнали декілька різнонаправлених фаз розвитку [69, с. 23-24; 70, с. 373-377].

В умовах слабодренованих рівнин Північно-Західного Причорномор'я при розвитку мікро- і мезорельєфі та глибокому заляганні ґрунтових вод відбувається диференціація ґрунтового покриву. Тому, в просторовому аспекті розвиток даних ґрунтів варто розглядати у вигляді педотопокатен: ґрунти верхніх частин та вершин схилів – ґрунти тальвегів, лощин і нижніх частин схилів. У залежності від форми схилу на різних рівнях педотопокатен формуються ґрунти, відмінні за своїми характеристиками. Так, якщо схилам притаманна увігнута форма, то на їхніх нижніх частинах ґрунти зазнають додаткового зволоження за рахунок поверхневого стоку. Вони мають підвищений уміст гумусу в орному шарі та відносно більшу потужність профілю і наближені за своїми властивостями до чорноземів південних. Ґрунти вершин та верхніх частин схилів внаслідок погіршення умов вологозабезпечення та протікання ерозійних процесів відзначаються пониженим вмістом гумусу і зменшенням потужності гумусованого профілю, що наближає їх до темно-каштанових ґрунтів. А якщо схили є опукло-ввігнутими, то, навпаки – на верхніх частинах формуються ґрунти, наближені до чорноземів південних, а на нижніх – наближені до темно-каштанових ґрунтів. Таким чином, на сучасному етапі розвитку педотопокатени на межі південного і сухого Степу характеризуються дивергенцією властивостей своїх елементів [71 - 73 ].

Отже, ґрунти перехідної зони між середнім і сухим Степом знаходяться в стані асортативної рівноваги і продовжують поступово розвиватися від темно-каштанових ґрунтів до чорноземів південних. Проте ґрунти, які розташовані на верхніх і нижніх рівнях місцевих педотопокатен, внаслідок перерозподілу вологи та протікання ерозійних процесів знаходяться на різних етапах розвитку. Таким чином, розглядаючи просторово-часову еволюцію даних ґрунтів як узгоджену мінливість педотопокатен та їх структурних частин в просторі і часі, очевидно, що розвиток цих ґрунтів є незворотньо-поступальним, але має певний ступінь врівноваженості рисами давнього ґрунтоутворення.

## **Висновки.**

1. Ґрунти чорноземного типу ґрунтоутворення на сьогодні є найбільш глибоко вивченими, але і досі залишаються одним із найважливіших об'єктів наукових пошуків у генетичному ґрунтознавстві. Результати досліджень чорноземів складають фундамент

ґрунтознавчої науки і опрацювання історії їх вивчення відображає розвиток ґрунтознавства в цілому.

2. Не зважаючи на детальну дослідженість чорноземів південних та темно-каштанових ґрунтів в їхній географії, генезі та класифікації існує багато протиріч. Надзвичайно дискусійними є питання класифікаційної приналежності темно-каштанових ґрунтів та межі ареалів їх поширення; не визначеною залишається межа між чорноземами південними та темно-каштановими ґрунтами (а як наслідок і межа між середнім та сухим Степом) в Північно-Західному Причорномор'ї; далеко не однозначними є погляди на походження та еволюцію ґрунтів автоморфного акумулятивного ряду.

3. Важливою проблемою вивчення еволюції чорноземних ґрунтів у голоцені є неспівпадання в часі етапів зміни їх властивостей і умов ґрунтоутворення. Внаслідок цього практично в усіх теперішніх ґрунтах окрім ознак сучасного зустрічаються і риси давнього ґрунтоутворення. Тому ґрунти, що розташовані в смузі переходу від середнього до сухого Степу, варто визначати як перехідні від темно-каштанових ґрунтів до чорноземів південних, які у своїй еволюції зазнали декілька різнонаправлених фаз розвитку.

## УМОВИ ҐРУНТОТВОРЕННЯ

Згідно з новітнім фізико-географічним районуванням України, територія досліджень знаходиться в межах південно-західної частини Східноєвропейської рівнини, у смугі переходу від середньостепової до південно-степової (або сухостепової) підзони Степової зони [28, с. 16-20]. Середньостепова частина території досліджень належить до Іллічівсько-Комінтернівського й Березансько-Криничанського районів Дністровсько-Бузької низовинної області середньостепової підзони, а південностепова частина – до Очаківсько-Парутинського району Нижньобузько-Дніпровської низовинної області Причорноморсько-Приазовської сухостепової провінції південностепової (сухостепової) підзони [28, с. 16-20].

### 2.1. Геологічна будова

Вивченню генезису, стратиграфії та літології порід, що складають основу геологічної будови півдня України присвячені праці В.Г. Бондарчука [74], Ю.Л. Грубріна [75], І.Н. Сулімова [76], Г.І. Танфільєва [77], А.Л. Ромоданової [78], П.К. Заморія [79], М.Ф. Веклича [80], І.П. Зелінського [81] та ін. [82].

Згідно з тектонічним районуванням України територія досліджень знаходиться в межах Південно-Причорноморської морфоструктури геоструктурної області Причорноморської тектонічної западини Східноєвропейської платформи [82, с. 14].

У структурному відношенні Причорноморська западина є порівняно молодшою накладеною структурою. Докембрійський осадово-метаморфічний комплекс є фундаментом западини – заглибленим продовженням Українського щита. Кристалічні породи залягають на значних глибинах: біля Перекопу - понад 2000 м, біля Одеси – 1560 м (у районі с. Мирне). Осадкові породи, що виповнюють западину, лежать на різномірних та різновікових структурних елементах: докембрійських і епігерцинських блоках Східно-Європейської платформи, які розділяються смугою грабеніподібних депресій, де складчастий фундамент опущений до глибини 10000 м [74, с. 452; 82, с. 84; 83, с. 63].

Палеозойські і мезозойські відклади за походженням морські і представлені аргілітами, мергелями, вапняками і пісковиками. Залягають вони глибоко і на сучасні фізико-географічні процеси не впливають.

Кайнозойські відклади належать до палеогенової і неогенової систем. Перші представлені щільними глауконітовими мергелями, вапняками і пісковиками, потужністю від декількох

десять до сотень метрів. Неогенові породи, в свою чергу, складені міоценовими відкладами сарматського і меотичного ярусів (вапняки та мергелі з прошарками пісків та глин потужністю 120-160 м) і пліоценовими утвореннями понтичного та куяльницького ярусів.

Понтичні відклади представлені вапняками, мергелями, глинами і пісками. Вони поширені повсюди на глибині 25-45 м і трансгресивно покривають меотичні утворення, виходячи на поверхню тільки в долинах річок і балок.

Поверхневі відклади представлені піщано-глинистими, вапняковими утвореннями кимерій-куяльницького ярусів, серед яких переважають глини, а також залізисті піски та пісковики, що на півдні переходять в оолітові бурі залізники. На територіях межиріч поширені червоно-бурі (скіфські) глини пізнього пліоцену – раннього плейстоцену, потужністю від 5 до 10 м [84, с. 490].

Червоно-бурі глини, що перекривають понтичні вапняки, відіграють важливу роль у формуванні сучасних ландшафтів. Вони переважно складаються з пелітових та субалевролітових частинок і характеризуються вкрай низькою водопровідністю, внаслідок чого є регіональним водопідпором. Ці глини зазвичай засолені легкорозчинними солями, характеризуються вмістом карбонатів, друз гіпсу, точкових залізисто-марганцевих конкрецій і їх потужність варіюється від 4 до 10 м [79, с. 320; 85, с. 206-218].

Відклади четвертинної системи поширені практично повсюди. Це переважно континентальні малопотужні (у середньому 10-30 м) лесовидні, алювіальні, озерні, еолові, делювіальні, пролювіальні та елювіальні утворення. В приморській зоні зустрічаються морські, лиманно-морські та лиманно-дельтові суглинисто-глинисті відклади.

Найбільш поширені серед четвертинних відкладів в межах регіону лесові породи, які відіграють особливу роль в процесі ґрунтоутворення. Вони сформувалися в епохи похолодань протягом усього плейстоцену, включають в себе поховані ґрунти теплих епох і утворюють своєрідний плащеподібний покрив. Відсутні леси тільки в ярах та балках, на заплавних та перших надзаплавних терасах річкових долин, а також на денудаційних підвищеннях Тарханкуту. Потужність лесового покриву складає, як правило, 20-25 м, збільшуючись до 35-45 м на міоценових річкових терасах.

Специфічною ознакою лесової товщі є її виразна або прихована верствуватість чи багатоярусність із чіткою зміною 16-ти горизонтів лесів і похованих ґрунтів. На території досліджень ґрунтоутворюючою породою, є переважно, верхній причорноморський ярус лесу потужністю 2,5-3,5 м [80, с. 124].

За літологічними особливостями і гранулометричним складом виділяють дві фації причорноморського лесу – вододільну і терасову. Вододільна фація характеризується

суглинистим або легкоглинистим гранулометричним складом та не містить фракцій крупного і середнього піску. Терасова фація лесів відрізняється від вододільної більш легким гранскладом і підвищеним умістом піщаних фракцій.

Незважаючи на відмінності, для обох фацій характерна лужна реакція, вміст значної кількості конкрецій гіпсу та карбонатів. Особливості лесів змінюються в межах подів, де вони набувають зеленуватого забарвлення, виразнішою стає верствуватість. Органічних решток у лесах зустрічається мало, хоча у викопних ґрунтах зустрічається гумус – до 0,6-1,2%. Більшість лесів і лесовидних суглинків Причорномор'я мають просадочні властивості. Потужність просадочної товщі в межах регіону складає від 5-6 до 9-12 м, величина просадки змінюється від 15 до 100 см і більше.

Важливу роль у формуванні ґрунтового покриву перехідної смуги між південним та середнім Степом також відіграють неотектонічний та евстатичний фактори, адже це регіон довготривалого неотектонічного опускання та здіймання рівня моря (сумарні амплітуди неотектонічних рухів, при загальній тенденції до опускання, становлять 250 м) [83, с. 72; 86, с. 122-124]. В контексті неотектонічних рухів лесова товща являє собою загальну вихідну основу ґрунто- і ландшафтоутворення на лесових терасах і, особливо, на плакорах, де найбільш чітко проявляються зональні риси степових ландшафтів території досліджень.

## 2.2. Геоморфологічна будова

Рельєф серед чинників ґрунотворення займає особливе місце, так як він є основним ретранслятором та перерозподільвачем речовини і енергії. Саме від рельєфу залежить розподіл екологічного простору на світі автономного і гетерономного ґрунотворення. Чим інтенсивніше рельєф перерозподіляє гідротермічні показники, тим більша контрастність ґрунтового покриву, що особливо помітно на межі середнього та сухого Степу.

У геоморфологічному відношенні територія досліджень розташована в межах району Дністерсько-Бузької акумулятивно-денудаційної плоскої слабозчленованої лесової рівнини, підобласті Причорноморської пластово-акумулятивної низовини на неогенових відкладах, Причорноморської області пластово-акумулятивних і пластово-денудаційних низовин Східноєвропейської полігенної рівнини [87, с. 3-11].

Дністерсько-Бузька лесова рівнина приурочена до приосевої частини Причорноморської западини, що сприяло формуванню молоді акумулятивної рівнини з плавним переходом абсолютних висот поверхні від 125-175 м на вододілах північної частини до 40-50 м на узбережжі Чорного моря. Її геоструктурну цілісність відображено і в орографії регіону – тут, в основному, поширені плакори, типові широкі річкові долини і балки з

відносно виположеними схилами. Розчленованість території невисока і складає від 0,1 до 0,6 км/км<sup>2</sup>. Вододіли, звичайно, широкі – до 60-80 км, з хвилясто-рівнинною поверхнею. Більшість території характеризується природною дренажістю і безстічністю, особливо вододільні рівнини між Тилігульським і Дніпровсько-Бузьким лиманами.

У районі Дністерсько-Бузької рівнини виділяють місцевості середньодренованих лесових рівнин, слабодренованих лесових рівнин із западинами і подами, надзаплавних річкових терас, річкових заплав, ерозійно-балкові, ерозійно-денудаційних схилів, прибережно-галогенні і абразивно-зсувні.

Середньодреновані лесові рівнини поширені в західній і центральній частині району. Вони в основному представлені урочищами межиріч, окрему групу яких складають геокомплекси верхів'їв ерозійної сітки – улоговини та балки.

Слабодреновані лесові рівнини з западинами і подами розвинуті в східній частині району, між Березанським і Дніпровсько-Бузьким лиманами. Основними урочищами цих місцевостей є майже плоскі плакори, западини і поди; підпорядковане значення належить улоговинам і балкам.

Місцевості надзаплавних річкових терас розповсюджені фрагментарно – урочищами окремих рівнів в долинах Дністра та Південного Бугу.

Річкові заплави розвинуті в долинах Південного Бугу, Дністра та інших малих річок (Барабой, Куяльники, Тилігул, Сасик, Березань, М. Аджалик, Царега та ін.), які влітку пересихають. Заплави належать до одного рівня, а в нижній течії річок вони дещо розширені. Долини річок, як правило, асиметричні: праві береги круті, високі, порізані ярками і балками, а ліві – похилі, терасовані. В основному дані місцевості представлені урочищами лучних степів.

Ерозійно-балкові місцевості характеризуються виположеними, дещо розширеними формами рельєфу. Це пояснюється розташуванням району в центральній приморській частині Причорноморської низовини, де абсолютні висоти плакорів малі, а глибини базису ерозії незначні.

Ерозійно-денудаційні схили поширені відносно вузькими смугами (від 200-100 до 50-40м) уздовж річкових долин, де подекуди зустрічаються зсувні урочища.

Прибережно-галогенні місцевості включають урочища піщано-детритових і ракушнякових пляжів та кіс. До них примикають дрібноконтурні геокомплекси абразійно-зсувних частин узбережжя. В місцях високих берегових уступів знаходяться смуги динамічних і різноманітних ландшафтних поєднань – зсувних, обвальних, абразійних, ерозійних та денудаційних.

Своєрідними природними комплексами є озера-лимани (Хаджибейський, Куяльницький, Великий і Малий Аджалицькі, Тилігульський, Березанський) – затоплені передгірлові частини днищ річкових долин і балок, які зазвичай відокремлені від моря пересипами. Наслідком впливу лиманів на ґрунтовий покрив досліджуваної території є простягання менш гумусованих ґрунтів уздовж їх берегів на північ [57, с. 24-32; 86, с. 164-169].

Рельєф має суттєвий вплив на формування й розподіл ґрунтів перехідної зони від середнього до сухого Степу. На ділянках з яскраво вираженим мікро- і мезорельєфом, який на території досліджень має здебільшого ерозійне походження, утворюються ґрунтові комбінації різного типу. Їх формування, насамперед, пов'язане з перерозподілом вологи по різних елементах рельєфу поверхневими і латеральними потоками. Важливу роль на сучасному етапі розвитку ґрунтового покриву території досліджень відіграють ерозійно-дефляційні процеси, інтенсифікація яких пов'язана з нераціональною антропогенною діяльністю.

### 2.3. Гідрогеологічні умови

Відповідно до гідрогеологічного районування України територія досліджень знаходиться в межах Причорноморського артезіанського басейну. У свою чергу, різноманітність літологічного складу осадової товщі обумовлює складні гідрогеологічні умови регіону. У четвертинних та неогенових відкладах виділяється значна кількість водоносних горизонтів. Ґрунтові води залягають на глибинах від 1 до 20 м. Їх хімічний склад та мінералізація закономірно змінюється з північного заходу на південний схід від прісних до солоних, від гідрокарбонатних до сульфатно-хлоридних та хлоридно-натрієвих, що визначається не тільки зміною потужності зони інтенсивного водообміну, а і ступенем розчленованості рельєфу. Найпотужніші водоносні горизонти розташовані в неогенових відкладах, зокрема понтичного, меотичного та сарматського ярусів [67, с. 290-297; 85, с. 206-218; 88].

Безпосереднє значення для оцінки гідрогеологічних умов смуги переходу від середнього до сухого Степу становлять води, що приурочені до лесових відкладів. Дані води в багатьох випадках залягають вище базису ерозії і тісно пов'язані із навколишньою природною обстановкою та антропогенною діяльністю. У лесовій товщі території досліджень може виділятися до п'яти водоносних горизонтів [85, с. 206-218].

Перший від поверхні водоносний горизонт приурочений до бузького лесового ярусу, який перекритий зверху дофіновським похованим ґрунтом і залягає на глибинах

від 3-4 до 7-10 м. Рівню вод цього горизонту притаманні різкі сезонні коливання в залежності від поступання води за порами року.

Другий водоносний горизонт приурочений до дніпровського ярусу лесів і залягає на глибині 11-14 м. Розташований він у західній частині території, характеризується більш стабільним режимом і зазнає меншого впливу гідрометеорологічних умов та діяльності людини.

Третій водоносний горизонт приурочений до тилігульського лесового ярусу і залягає на глибині 16-20 м. Цей горизонт зустрічається дуже рідко, характеризується незначною потужністю (до 1 м) і підстилається свитою викопних ґрунтів лубенського й мартоношського ярусів.

До нижніх шарів четвертинних і верхніх шарів пліоценових відкладів приурочені четвертий і п'ятий водоносний горизонти. Водоупором для них слугують червонобурі глини середньо-верхньопліоценового віку.

Величезне значення для акумуляції водорозчинних солей мають також верхньопліоценові та кіммерійські глини. Вони разом з антропогеновими і пліоценовими суглинистими і піщаними та неогеновими вапняковими відкладами складають зону активного водообміну. На території досліджень така зона знаходиться над регіональним водотривким шаром нижньосарматських глин неогенового віку, потужністю 15-20 м. В деяких частинах досліджуваного регіону їх потужність значно менша, а подекуди вони взагалі відсутні, що призводить до формування так званих “гідрогеологічних вікон” і, відповідно, вільної інфільтрації поверхневих і ґрунтових вод [19, с. 24].

Водоносні горизонти зони активного водообміну дуже різноманітні за своїми хімічними параметрами. Загальною закономірністю є гідрокарбонатний склад і порівняно невисока (1-2 г/л) мінералізація ґрунтових вод на вододілах і високих річкових терасах. На схилах води більш мінералізовані (від 2-3 г/л до 10 г/л) з переважанням сульфатів і хлоридів. Із наближенням до узбережжя Чорного моря мінералізація ґрунтових вод збільшується і в приморській зоні вона досягає 10-50 г/л, характеризуючись хлоридно-натрієвим складом [85, с. 206-218].

Завдяки високому рівню залягання води четвертинних відкладів інтенсивно впливають на процеси ґрунтоутворення території досліджень. Вони спричиняють утворення просадок та зсувів на схилах, сприяють перезволоженню і заболоченню території, а в місцях їх виклинювання на низьких терасах річок, лиманів і балок – засоленню ґрунтів.



## 2.4. Клімат

Вивченню клімату як середньостепової, так і сухостепової підзон, окрім фундаментальних багаторічних даних довідників метеорологічних спостережень, присвячені праці І.Е. Бучинського [89], Н.Н. Акімовича [90], М.І. Щербаня [91], Я.В. Захаржевського [92] та ін. [93].

Територія досліджень відноситься до Прибережного підрайону Дністровсько-Тилігульського району підобласті південного Степу атлантико-континентальної степової кліматичної області, яка характеризується тривалим жарким літом і порівняно м'якою короткою зимою з частими відлигами, недостатнім зволоженням із середньою багаторічною нормою опадів 390-430мм при коефіцієнті зволоження (за Івановим) 0,48-0,55. Вона відзначається досить значними тепловими ресурсами й тривалістю періоду активних біологічних процесів. Середньорічні значення сумарної сонячної радіації варіюють від 104 до 120 ккал/см<sup>2</sup>, а радіаційний баланс складає 53-56 ккал/см<sup>2</sup>. Близько 75% сонячної радіації надходить в весняно-літній період, а кількість фотосинтетичної сонячної радіації, що надходить на поверхню ґрунту на широті Одеси, становить 50 ккал/см<sup>2</sup> [92, с. 9].

Важливими кліматичними показниками є тепло- і вологозабезпеченість території. У таблиці 1 приведено середні багаторічні кліматичні показники по деяких метеостанціях Дністровсько-Бузького межиріччя.

Перехідна смуга між сухим та середнім Степом за агрокліматичним районуванням відноситься до дуже посушливої, помірно жаркої зони з м'якою зимою. Середня багаторічна норма опадів змінюється від 398 до 428 мм, в тому числі за період з температурами більше 10°C всього 200-220мм (табл. 1.1, табл. 1.2). Більшість опадів випадає в теплий період року, в основному у вигляді злив. Холодний період характеризується затяжними дощами малої інтенсивності, що разом із частими відлигами сприяє поступовому просочуванню атмосферної вологи в ґрунт і порівняно глибокому промочуванню ґрунтової товщі.

Річна сума активних температур складає 3170-3410°C, безморозний період триває 185 днів, а середньорічні температури повітря становлять 9,2-9,8°C. Самим теплим місяцем зазвичай є липень: середні температури 22,3-22,6°C, а холодним – січень: середні температури -3,8-3,0°C.

Найвищою мінливістю в часі і просторі характеризується температура поверхні ґрунту. Амплітуда її річних коливань становить 31°C, а абсолютна – 96-98°C, тоді як у повітрі вона дорівнює, відповідно, 25-27 і 67-70°C. Середня температура на поверхні

ґрунту в липні становить 29°C, а в січні - 2°C. Більше 120 днів в році поверхня ґрунту має середнє добове значення температури вище 20°C і більше 60 днів – вище 25°C.

Таблиця 1.1

Кліматичні показники території досліджень [94, с. 18]

Показник		Одеса	Сербка	Тилігуло-Березанка	Миколаїв	
1		2	3	4	5	
Середня температура повітря, °C	за рік	9,7	9,2	9,2	9,8	
	січень	-3,0	-3,8	-3,7	-3,5	
	липень	22,4	22,6	22,5	22,3	
t <sub>max</sub>		38	39	39	40	
t <sub>min</sub>		-29	-31	-30	-30	
Тривалість періоду в днях	безморозного	195	176	172	200	
	з температу-рою вище	0°C	280	275	275	275
		10°C	185	185	185	185
Σt>10°C		3285	3210	3170	3410	
Сума опадів, мм	за рік	398	428	387	422	
	XI - III	133	143	129	141	
	IV - X	265	285	258	281	
	За період t>10°C	220	220	220	220	

На поверхні ґрунту і на глибині 5см середні місячні температури на 1-2°C вищі, ніж на глибині 20см. Найвищі температури в орному шарі спостерігаються в липні і становлять 25-27°C. З квітня по серпень температура ґрунту зменшується із глибиною, а в зимові місяці вона зростає. Деяке порушення цих закономірностей спостерігається в перехідні сезони. Так, у вересні й жовтні найбільш теплий прошарок ґрунту (15-20см) розташований між більш холодними верхнім і нижнім шарами. Весною, навпаки, холодний шар між двома теплими [95, с. 55-59].

Особливістю атмосферної циркуляції регіону є велике значення у формуванні клімату континентальних повітряних мас, що надходять з північного сходу. Їх надходження у весняно-літній період спричиняє засухи та суховії, які вражають південний захід України один раз в 3-5 років. Випаровуваність за рік становить 830-670 мм і перевищує опади приблизно в 2-2,5 рази, що сприяє інфільтрації легкорозчинних солей у верхні шари ґрунту.

Враховуючи кліматичні показники визначено наступне місце ґрунтів території досліджень в еколого-географічній класифікації чорноземів і чорноземних ґрунтів за принципом термоєкологічних рядів. Відповідно до цієї класифікації досліджувані ґрунти належать до смуги переходу підзони карбонатних чорноземів (перехідних до каштанових

грунтів) Дунайсько-Понтичної фації термоекологічного ряду фацій теплих і дуже теплих періодично слабопромерзаючих ґрунтів до підзони чорноземів південних середньопотужних Української фації термоекологічного ряду фацій помірно-промерзаючих ґрунтів Євразійського сектору західної циклонічної циркуляції атмосфери [96, с. 39-54].

Таблиця 1.2

**Кліматичні показники території досліджень [92, с. 9]**

Показники	Дністровсько-Тилігульський кліматичний район	Прибережний кліматичний під-район
1	2	2
Середня температура січня, °С	-3,0... -3,7	-1,5... -3,5
Абсолютний мінімум температури повітря, °С	-28... -30	-26... -29
Середній із абсолютних мінімумів, °С	-20... -21	-16... -19
Тривалість зими, в днях	80-90	55-88
Сума від'ємних середньодобових температур, °С	-180... -240	-75... -200
Середня температура липня, °С	22,2-22,8	22,2-22,8
Абсолютний максимум температури повітря, °С	38-39	37-39
Тривалість літа, в днях	132-142	134-142
Сума активних температур, °С	3250-3400	3300-3450
Середньорічна сума опадів, мм	330-430	340-400
Випаровуваність за рік, мм	830-890	670-820
Коефіцієнт зволоження (за Івановим)	0,44-0,46	0,44-0,50
Різниця між випаровуванням і опадами за травень-вересень, мм	430-490	300-450

Отже, для території досліджень властивий помірно-континентальний клімат атлантичного типу з м'якою зимою і жарким літом з переважанням циклонічних типів погоди з частими, але мало інтенсивними опадами. Дощових днів багато, але влітку ґрунт промочується на невелику глибину і більшість вологи повертається в атмосферу внаслідок десукції і випаровування. Такий кліматичний режим сприяє утворенню ґрунтів, профіль яких найменш промивається від легкорозчинних солей, а також розвитку в ґрунтах ілювіально-карбонатного горизонту, який часто залягає безпосередньо під гумусовим.

## 2.5. Рослинність

Особливо виразна роль у відображенні специфіки території дослідження належить рослинному покриву. Згідно із схемою геоботанічного районування України територія досліджень знаходиться в зоні переходу від типчаково-ковилових до

кострицево-полинових степів Приазовсько-Причорноморської підпровінції Причорноморської (Понтичної) степової провінції Євразійської степової зони [57, с. 39; 97, с. 18-23; 98, с. 54].

У природному рослинному покриві даного регіону до розорювання переважали ксерофітні щільнодернинні злаки: ковила Лессінга (*S. Lessingiana L.*), ковила волосиста (*Stipa capillata L.*), ковила Українська (*S. ucrainicae L.*), типчак (*Festuca valesiaca G.*), калерія струнка (*Koeleria glauca*) та ін. В незначній кількості зустрічалось і ксерофітне різнотрав'я: кермек звичайний (*Limonium vulgare M.*), кермек широколистий (*L. platyphyllum L.*), маруна велика (*Pyrethrum majus*), грудниця волохата (*Crinitaria villosa*), будяк гачкуватий (*Carduus uncinatus B.*), залізняка колючий (*Phlomis pungens W.*), шавлія сухостепова (*Salvia tesquicola L.*) та ін. Поміж дерновими росли різноманітні зонтичні (*Umbelliferae*), цибулинні (*Alliaceae*) та астрагали (*Astragalus*), а у більш вологі роки з'являлися види, характерні для різнотравно-типчаково-ковилових степів: шавлія поникла (*Salvia nutans L.*), різак звичайний (*Falcofrsa vulgaris*), вероніка весняна (*Veronica verna*) та ін. В пониженнях рельєфу, де умови зволоження сприятливі для розвитку вологолюбивої рослинності, росли люцерна румунська (*Medicago romanica P.*), пирій повзучий (*Elytrigia repens (L.)N.*), молочай лозовий (*Euphorbia virgata*), осока (*Carex dioica L.*), тонконіг бульбастий (*Valeriana deltoides L.*) та інші, які відтіснили злаки на другий план. Влітку, коли злаки вигорали, у рослинному покриві переважало різнотрав'я, представлене найбільш ксерофітними видами – гвоздиною плоскозубою (*Diánthus platyodon K.*), віниччям розлогим (*Kochia scoparia L.*), польовими волошками (*Centaurea cyanus*) та полином гірким (*Artemisia absinthium L.*). Природної деревної рослинності на території досліджень майже немає [98, с. 56-58].

У теперішній час перехідна смуга між середнім та сухим Степом повністю розорана і використовується для вирощування, в основному, зернових і технічних культур. Степова рослинність у природному вигляді збереглася тільки в одиничних заповідниках (Асканія Нова, Сланецький степ) та ландшафтних парках (Тилігульський). Невеликі ділянки цілинних степів подекуди зустрічаються на крутих схилах і поблизу населених пунктів, але вони також втратили свій первинний вигляд унаслідок посиленого випасання худоби.

Рослинні формації були одними з основних чинників формування та генези ґрунтів території досліджень. Вони є рушійною силою провідного процесу ґрунтоутворення степової зони – дерново-гумусо-акумулятивного, який протікає з формуванням гумусових горизонтів ґрунтів і накопиченням у них біофільних елементів. Також при розкладенні решток ковилово-типчакової рослинності, галофітів та ефемерів, поряд

із кремнієм, магнієм та півтораокислами, утворюється велика кількість натрію, який є основною причиною розвитку осолонцювання. Однак знищення природної рослинності та розорювання території спричинило зміну умов ґрунтоутворення та зумовило трансформацію ґрунтового покриву регіону.

## 2.6. Ґрунтовий покрив

Ґрунти перехідної смуги від середнього до сухого Степу досліджені досить детально, проте відносно їхньої діагностики та класифікаційної приналежності досі немає єдиної думки. Однозначним у працях різних науковців є те, що тут переважають автоморфні ґрунти, що утворюються при глибокому заляганні ґрунтових вод.

У формуванні ґрунтового покриву регіону відображені наступні фактори: посушливий клімат, розріджена рослинність, яка має поверхневу кореневу систему, переважання висхідних потоків ґрунтової вологи влітку і низхідних взимку. Величезне значення належить “підтягуванню” до поверхні деякої кількості легкорозчинних солей, в тому числі натрієвих. Важливу роль в диференціації ґрунтового покриву відіграє рівнинність території, її безстічність, а, особливо, розвинутий мікро- і мезорельєф, який при дефіциті вологи обумовлює її перерозподіл і, внаслідок цього, змінює інтенсивність процесів ґрунтоутворення. Але, не зважаючи на місцеві фактори, фоновими на території дослідження є зональні ґрунти – чорноземи південні залишково- і слабосолонцюваті [42, с. 121-123].

На нашу думку, чорноземи південні залишково- і слабосолонцюваті варто визначати як перехідні від темно-каштанових ґрунтів до чорноземів південних. На сучасному етапі ґрунтоутворення вони споріднені з темно-каштановими ґрунтами відносно низьким вмістом гумусу (2,23-3,65%), високим заляганням карбонатів (35-55 см), буруватим кольором гумусового горизонту, подекуди чіткими ознаками лесиважу (наявність кремнеземистої присипки, колоїдного плакування на поверхнях агрегатів і прошарків відмитого кварцу у верхній частині гумусового горизонту), дуже низькою содостійкістю (12,4-16,8 мг-екв/100г ґрунту), низькою буферною ємністю (2,07-2,73 мг-екв/100г ґрунту) та залишковою солонцюватістю (вміст обмінного натрію – 3-5% від суми вбирних основ). До чорноземів південних їх наближає добре виражений гумусовий горизонт, його відносно висока потужність (43-52 см), грудкувато-зерниста структура, чорноземні параметри гумусонакопичення (КВАГ – 0,45-0,79; КПНГ – 0,44-0,64), широке співвідношення місту вуглецю гумінових до фульвокислот (1,44-2,00), високий ступінь гуміфікації (31-47%) та показники оптичних властивостей. Параметри властивостей ґрунтів закономірно змінюються із заходу на схід та із півночі на південь від

чорноземних до темно-каштанових, внаслідок посилення континентальності клімату та наближення до узбережжя Чорного моря [69-71, 73, с. 319-327].

Однорідність ґрунтового покриву на плакорах та вододілах змінюється неоднозначною диференціацією в межах ярково-балкової мережі. Так, в залежності від форми схилу, тут поширені ксероморфні слабоеродовані, напівгідроморфні намиті та проміжні групи ґрунтів. Ксероморфні слабоеродовані ґрунти у зв'язку з розміщенням на відносно крутих частинах схилів відзначаються пониженим вмістом гумусу і зменшенням потужності гумусованого профілю, що наближає їх до темно-каштанових ґрунтів. Перехідні ґрунти внаслідок транзитного перевідкладення ґрунтової маси на схилі зберігають параметри, аналогічні фоновим. Намиті ґрунти в положеннях нижніх частин схилів і тальвегів лощин, внаслідок додаткового зволоження і надходження ґрунтової маси за рахунок поверхневого стоку, характеризуються підвищеним вмістом гумусу в орному шарі та відносно більшою потужністю профілю. За своєю генезою ці ґрунти аналогічні фоновим, але за рахунок кращого вологозабезпечення віднесені до напівгідроморфних (лучнувато- та лучно-чорноземних).

Із наведеної вище характеристики ґрунтового покриву перехідної смуги між середнім та сухим Степом випливає, що на фоні його однорідності спостерігаються значні особливості окремих частин, що пов'язані як із зміною кліматичних умов в широтному і меридіональному напрямках, так і з характером рельєфу та інших природних факторів.

## Висновки.

1. Характерними екологічними умовами формування ґрунтів смуги переходу від середнього до сухого Степу є: посушливий клімат, розріджена рослинність, переважання висхідних потоків ґрунтової вологи влітку і низхідних взимку, глибоке залягання ґрунтових вод. На топологічному рівні диференціація ґрунтового покриву зумовлена потоками речовини та енергії в ландшафтах. Ці умови і спричиняють специфіку властивостей та динамічність характеристик ґрунтового покриву території досліджень.

2. Параметри властивостей ґрунтів території досліджень закономірно змінюються із заходу на схід та із півночі на південь від чорноземних до темно-каштанових ґрунтів внаслідок посилення континентальності клімату та наближення до узбережжя Чорного моря.

Однорідність ґрунтового покриву на плакорах та вододілах змінюється неоднозначною диференціацією в межах ярково-балкової мережі, яка пов'язана з локальною неоднорідністю геоморфолого-кліматичних умов на схилах.

## МЕТОДОЛОГІЯ ТА МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕННЯ

Об'єктом досліджень є перехідна смуга (педоекотон) між чорноземами південними й темно-каштановими ґрунтами в Північно-Західному Причорномор'ї. Предмет дослідження – географо-генетичні особливості ґрунтів середньо-сухостепового педоекотону, їх діагностика, класифікація, географія та динаміка.

### 3.1. Методологія досліджень

Ґрунт, як і кожне природне тіло, характеризується низкою особливостей, які визначають специфіку методики його дослідження. Зокрема, ґрунт є як вертикальним (набором генетичних горизонтів), так і горизонтальним (сукупністю окремих ґрунтових тіл) просторовим континуумом, що складається з певної кількості окремих елементів. Ці елементи є не відособленими, а тісно пов'язані між собою, що дозволяє розглядати ґрунтовий покрив, як своєрідну систему, котра формується за певними законами (законами географії ґрунтів). Тому, при дослідженні ґрунтового покриття перехідної смуги між сухим та середнім Степом, є доцільним використання системного підходу, яка який уможливує відображення всього різноманіття досліджуваної реальності у вигляді впорядкованої єдності (системи), що описується такими категоріями як структура, зв'язки, елемент та цілісність. Проте, вивчення систем одними лиш статистичними методами є недостатнім та обмеженим, тому вони повинні досліджуватися і функціонально-генетичними методами [99, с. 20-37].

Фундаментом усіх методів вивчення ґрунтів є порівняльно-географічний підхід, який бере свій початок у дослідженнях В.В. Докучаєва. За І.П. Герасимовим і М.А. Глазовською сутність цього підходу полягає в паралельному вивченні ґрунтів і факторів ґрунтотворення; у ретельному аналізі всіх змін у будові, властивостях та географічному розміщенні різних ґрунтів у зв'язку зі зміною факторів ґрунтотворення [100, с. 36]. Але порівняльно-географічний метод не є специфічним методом ґрунтознавства внаслідок того, що його використовують в усіх географічних науках. Тому при ґрунтово-географічних дослідженнях основним є порівняльно-профільний метод, за допомогою якого й було досліджено морфологію ґрунтів території досліджень.

Окрім порівняльно-профільного методу із групи порівняльно-географічних методів нами були використані метод ключ-аналогів і метод катен. Суть методу ґрунтових ключів-аналогів полягає в детальному генетико-географічному аналізі репрезентатив-

них ділянок і інтерполяції отриманих результатів на значні території з однотипною структурою ґрунтового покриття. У свою чергу, смисл методу катен полягає у виявленні взаємозв'язку між ґрунтами й рельєфом, ґрунтовими та геоморфологічними процесами, що дає змогу переходити до картографічних моделей ґрунтового покриття.

Іншою фундаментальною основою всіх методів вивчення ґрунтів є історичний підхід. Цей підхід вимагає проведення аналізу історії розвитку як усього ґрунтового покриття в цілому, так і окремих його компонентів зокрема. Враховуючи, що кожний ґрунт є лише етапом в нескінченному ланцюжку розвитку ґрунтового покриття, тільки за допомогою порівняльно-історичного методу можна зрозуміти його генезис, сучасні властивості і спрогнозувати шляхи подальшої еволюції.

Враховуючи вищесказане, дослідження ґрунтового покриття в смузі переходу від середнього до сухого Степу вимагають поєднання декількох аспектів. Це, по-перше, вивчення морфології та властивостей компонентів структури, а, по-друге, – питань їх генези, взаємозв'язків та шляхів розвитку. Даний методологічний підхід називається функціонально-генетичним аналізом і розкриває важливі якісні властивості ґрунтів. Із цієї групи головним для кількісної характеристики величини змін у складі та властивостях ґрунтів, напрямів та інтенсивності процесів, які ці зміни зумовлюють, є порівняльно-аналітичний метод. Суть цього методу полягає у порівнянні речовинного складу і мінеральних властивостей твердої фази кожного із ґрунтових горизонтів. В його основі лежить співставлення складу і властивостей горизонтів у межах ґрунтового профілю.

Усі вищезазначені методи було застосовано при вивченні властивостей ґрунтів, структури та генези ґрунтового покриття смуги переходу від чорноземів південних до темно-каштанових ґрунтів.

### 3.2. Вибір і характеристика ключових ділянок

З метою вивчення ґрунтового покриття території досліджень в межах трьох фізико-географічних районів нами були вибрані репрезентативні ключові ділянки, на яких було проведено детальне дослідження ґрунтів. При виборі ділянок враховано їх географічне положення, площу та геоморфологічні характеристики. Так, ключові ділянки охоплюють усі форми рельєфу – вододіли, схили різної довжини і форми, улоговини, балки та яри. Такий підхід дає змогу з'ясувати наявність геохімічних потоків речовини та енергії, а також виявити їх напрямки і дослідити ґрунти у зонах формування, транзиту та акумуляції. У межах ключів поширені всі типи та роди ґрунтів, властиві



для перехідної смуги між середнім та сухим Степом, і їх репрезентативність дозволяє поширити отримані результати на всю територію досліджень.

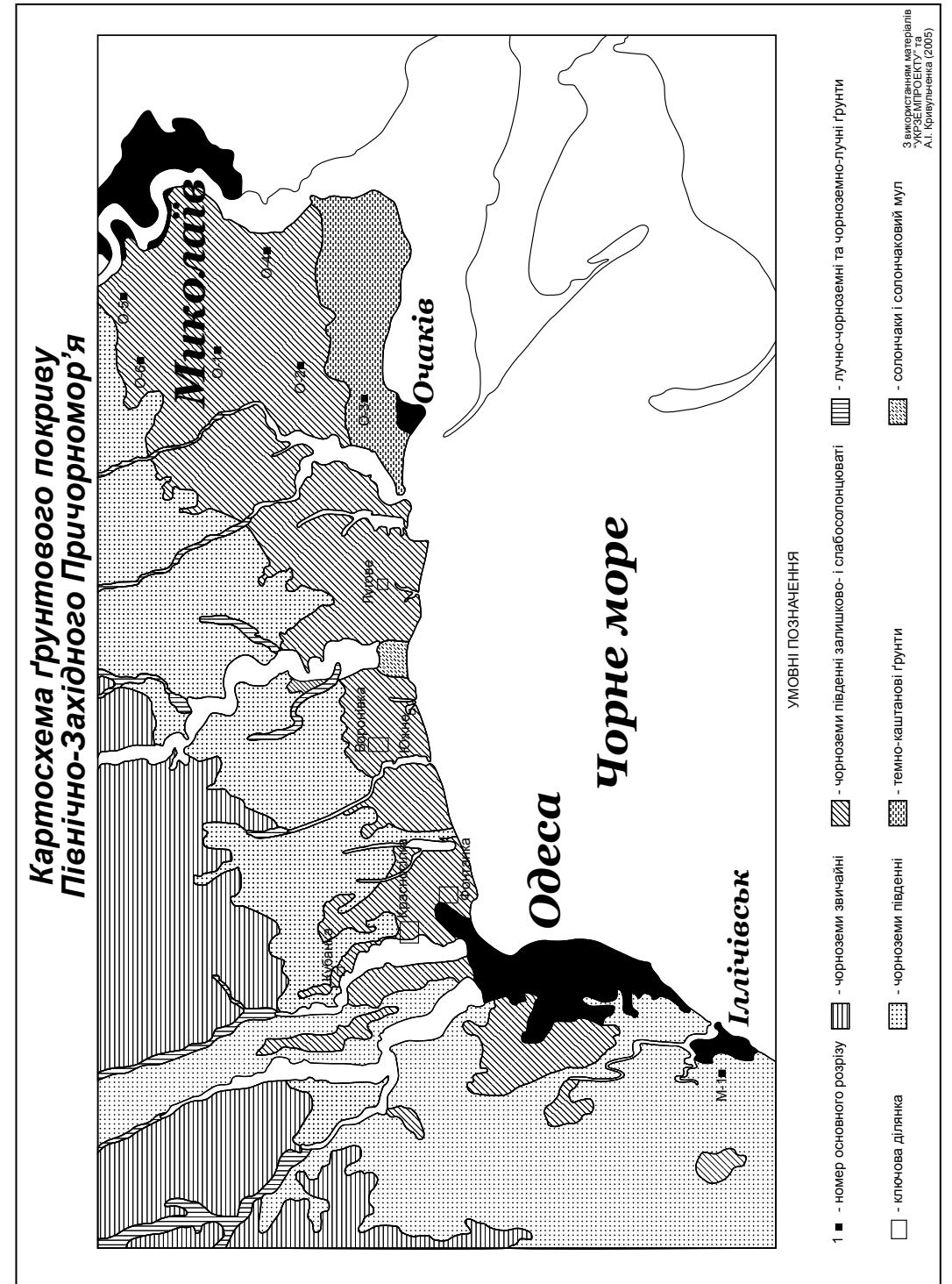
Для вибору місця розташування ключів використовували великомасштабні та середньомасштабні (1:100 000, 1:200 000) топографічні карти, а також великомасштабні ґрунтові карти (1:10 000).

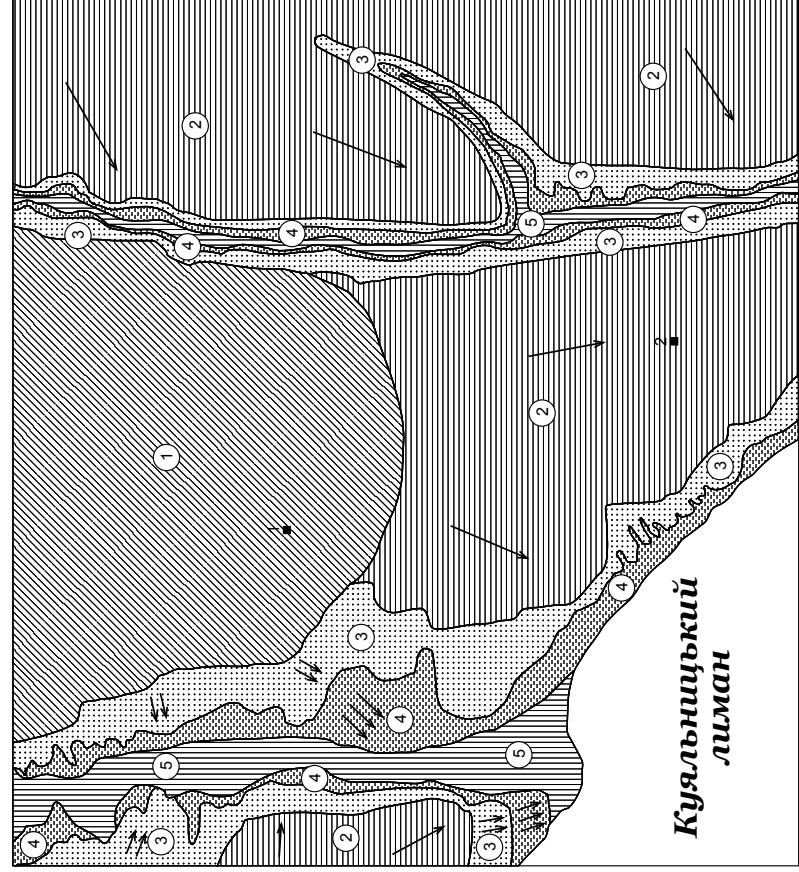
У межах ключів нами закладено низку ґрунтових розрізів на різних генетичних типах, родах та видах ґрунтів, які охоплюють різні елементи рельєфу. У свою чергу, для перевірки правильності вибору ключів, їх репрезентативності, а також правильності отриманих на ключі характеристик було закладено декілька окремих розрізів та профілів. Схему розташування ключів, профілів та розрізів зображено на рис. 3.1.

Ключова ділянка “Кубанка” розташована в Іллічівсько-Комінтернівському фізико-географічному районі на території Кубанської сільської ради Комінтернівського району Одеської області (див. рис. 3.2). Загальна площа ділянки становить 104,51 га. Ділянка розташована на прибережній рівнині Куяльницького лиману, яка розчленована глибокими ярами та балками з крутими схилами (до 25-30°). Схилкові поверхні займають 70% від загальної площі ділянки, серед них круті схили більше 5° – 30%. Форма схилів переважно опукла. Перепад висот у межах ділянки становить 60-15 м. Основу ґрунтового покриву ділянки становлять чорноземи південні слабосолонцюваті незмиті та різного ступеня змитості.

Ключова ділянка “Красносілка” розташована в Іллічівсько-Комінтернівському фізико-географічному районі на території Красносільської сільської ради Комінтернівського району Одеської області (див. рис. 3.3). Загальна площа ділянки – 454,63 га. У геоморфологічному плані ключ-ділянка охоплює плоску слабохвилясту розчленовану улоговинами і балками рівнину, що прилягає до Куяльницького лиману. Максимальна висота становить 51,7 м, мінімальна – 22 м. Рівнинні поверхні з нахилом до 1° займають близько 40-50% площі ділянки. 50% території займають схили різної крутизни та експозиції (переважають схили крутизною 3-5°). Форма схилів переважно пряма, інколи випукла або випукло-ввігнута. Ґрунтовий покрив ділянки сформований чорноземами південними слабосолонцюватими незмитими та різного ступеня змитості і лучнуваточорноземними ґрунтами.

Ключова ділянка “Фонтанка” закладена в Іллічівсько-Комінтернівському фізико-географічному районі на території Фонтанської сільської ради Комінтернівського району Одеської області (див. рис. 3.4). Площа ділянки становить 350,04 га. Ділянка розташована в прибережній частині Чорного моря, в її межах поширені в основному вододільні поверхні (50% території) та схили, на які припадає 45% площі ділянки, порізані





**Кюльницький лиман**

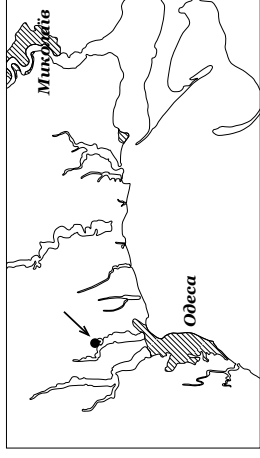
УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ

- ① - порядковий номер ґрунту
- 1 ■ - номер основного розрізу

- ↗ - слабоозмітні ґрунти
- ↘ - середньоозмітні ґрунти
- ↖ - сильноозмітні ґрунти

МАСШТАБ 1 : 25 000

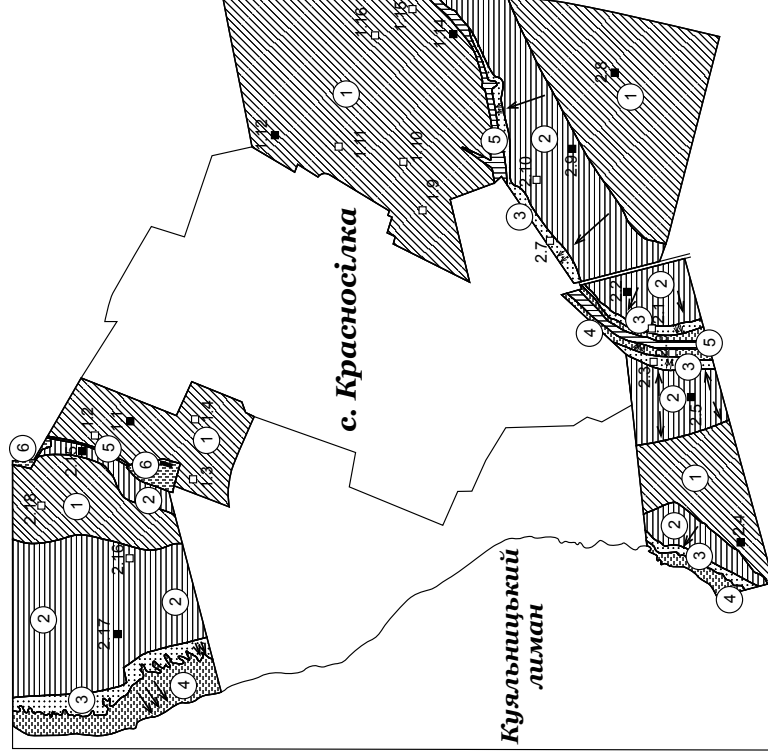
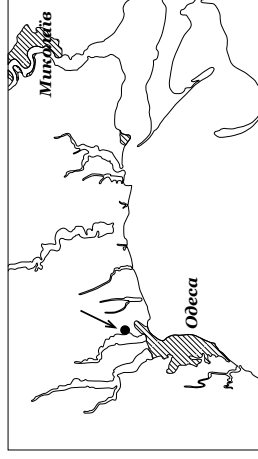
**Ґрунтова карта к-д "Кубанка"**



НОМЕНКЛАТУРНИЙ СПИСОК ҐРУНТІВ

Порядковий номер	Найменування ґрунту	Ґрунтометричний склад	Ґрунто-утворююча порода	Площа, га	% від загальної площі ділянки
1	Чорнозем південний слабоболотницький м'якуватий середньозмітний укорочений	Важкоуглинистий мулявато-крупнопилуватий	Лес	25,67	24,6
2	Чорнозем південний слабоболотницький м'якуватий середньозмітний	Важкоуглинистий мулявато-крупнопилуватий	Лес	19,82	47,7
3	Чорнозем південний слабоболотницький середньозмітний	Важкоуглинистий мулявато-крупнопилуватий	Дельтовий лесовидний суглинок	14,88	14,2
4	Чорнозем південний слабоболотницький сильноозмітний і виходи рихлих суглинок на ділянках зсувів і ярів	Важкоуглинистий мулявато-крупнопилуватий	Дельтовий лесовидний суглинок червоно-бурі глини	7,52	7,2
5	Змиті та розмиті ґрунти	Важкоуглинистий	Дельтовий суглинок червоно-бурі глини	6,62	6,3

**Ґрунтова карта к-д "Красносілка"**



**с. Красносілка**

**Кюльницький лиман**

УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ

- ① - порядковий номер ґрунту
- 1 ■ - номер основного розрізу
- 2 □ - номер допоміжного розрізу
- - під будівлями і порушені землі без ґрунтового покриття

- ↗ - слабоозмітні ґрунти
- ↘ - середньоозмітні ґрунти
- ↖ - сильноозмітні ґрунти

НОМЕНКЛАТУРНИЙ СПИСОК ҐРУНТІВ

Порядковий номер	Найменування ґрунту	Ґрунтометричний склад	Ґрунто-утворююча порода	Площа, га	% від загальної площі ділянки
1	Чорнозем південний слабоболотницький слабоболотницький середньозмітний укорочений	Важкоуглинистий мулявато-крупнопилуватий	Лес	306,64	55,3
2	Чорнозем південний слабоболотницький слабозмітний	Важкоуглинистий мулявато-крупнопилуватий	Лес	184,25	33,2
3	Чорнозем південний слабоболотницький середньозмітний	Важкоуглинистий мулявато-крупнопилуватий	Дельтовий лесовидний суглинок	22,80	4,1
4	Чорнозем південний слабоболотницький карбонатний сильноозмітний і виходи рихлих суглинок порід на ділянках зсувів і ярів	Важкоуглинистий мулявато-крупнопилуватий	Дельтовий лесовидний суглинок червоно-бурі глини	26,43	4,8
5	Комплекс лучно-чорноземних важкоуглинистих і чорноземно-лучних слабоболотницьких важкоуглинистих ґрунтів	Важкоуглинистий	Дельтовий суглинок	8,35	1,5
6	Порушені ґрунти (під дорогами, поховані під відвалами порід, зрізані без ґрунтового горизонту)			6,16	1,1

МАСШТАБ 1 : 100 000

уловинами і балками. Крутизна схилів становить 1-5°, форма схилів опукло-ввігнута або пряма. Відносне перевищення в межах ділянки становить 27 м (від 52 до 25 м). Ґрунтовий покрив ключової ділянки представлений чорноземами південними залишково-солонцюватими незмитими та слабозмитими і лучнувато-чорноземними ґрунтами.

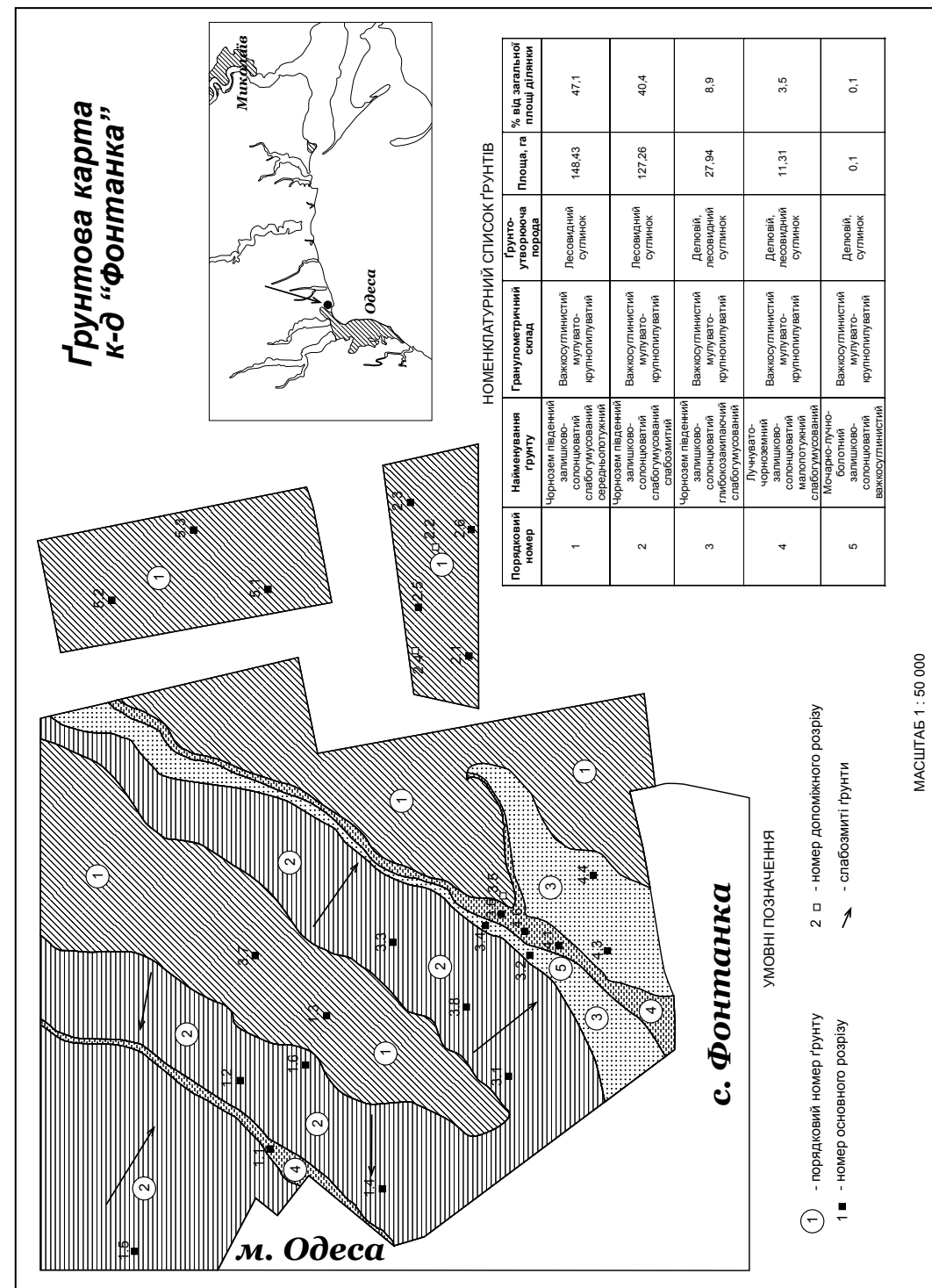
Ключова ділянка “Воронівка” розташована в Іллічівсько-Комінтернівському фізико-географічному районі на території Візирської сільської ради Комінтернівського району Одеської області (див. рис. 3.5). Площа ділянки складає 39,23 га. Ділянка приурочена до узбережжя Чорного моря та Аджаликського лиману. Максимальні та мінімальні висоти в межах ділянки становлять відповідно 48,9 та 40 м. Слабо нахилені плакорні поверхні займають 35% площі ділянки. Схили мають здебільшого крутизну 1-3°. За формою переважають опукло-ввігнуті схили. Ґрунтовий покрив ділянки утворений чорноземами південними залишково-солонцюватими незмитими і слабозмитими та лучнувато-чорноземними ґрунтами.

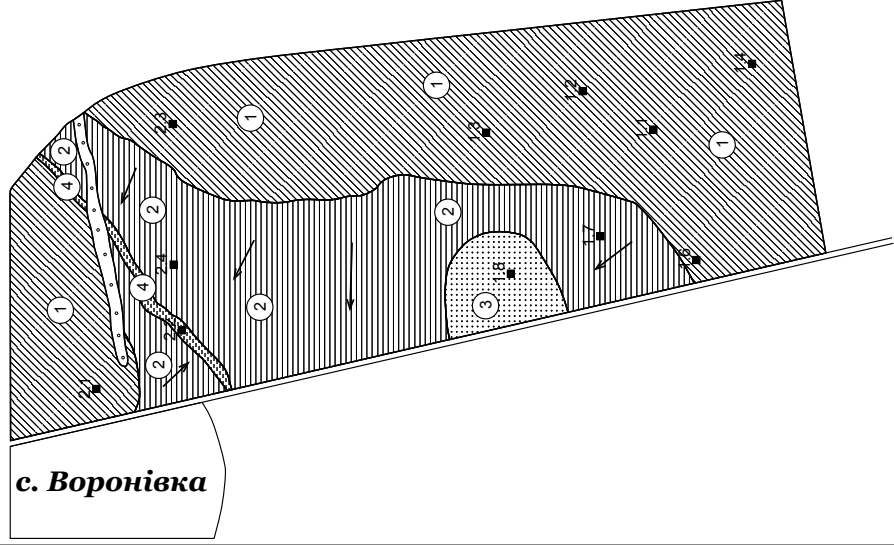
Ключова ділянка “Южне” розташована в Іллічівсько-Комінтернівському фізико-географічному районі на території Юженської міської ради Комінтернівського району Одеської області (див. рис. 3.6). Загальна площа ділянки – 10,89 га. Ділянка розташована в прибережній частині Чорного моря, в її межах поширені в основному вододільні поверхні (90% території) та схили, на які припадає 10% площі ділянки. Крутизна схилів становить 1-2°, форма схилів пряма. Відносне перевищення в межах ділянки становить 7 м (від 32 до 25 м). Ґрунтовий покрив ключової ділянки представлений чорноземами південними слабосолонцюватими незмитими та слабозмитими.

Ключова ділянка “Лугове” розташована в Березансько-Криничанському фізико-географічному районі на території Лугівської сільської ради Березанського району Миколаївської області (див. рис. 3.7). Загальна площа ділянки – 68,96 га. Ділянка розташована в прибережній частині Чорного моря, тут поширені рівнинні поверхні (50 %) та схили крутизною 1-3° опукло-ввігнутої форми. Максимальна висота становить 37,2 м, а мінімальна – 20 м. В ґрунтовому покриві ділянки переважають чорноземи південні слабосолонцюваті незмиті та слабозмиті і лучно-чорноземні ґрунти.

### 3.3. Лабораторно-аналітичні дослідження

У відібраних ґрунтових зразках в лабораторіях кафедри меліорації та ґрунтознавства Одеського державного аграрного університету та Одеського обласного державного проектно-технологічного центру охорони родючості ґрунтів і якості продукції загальноприйнятими методами було визначено:





**Ґрунтова карта  
к-д "Воронівка"**



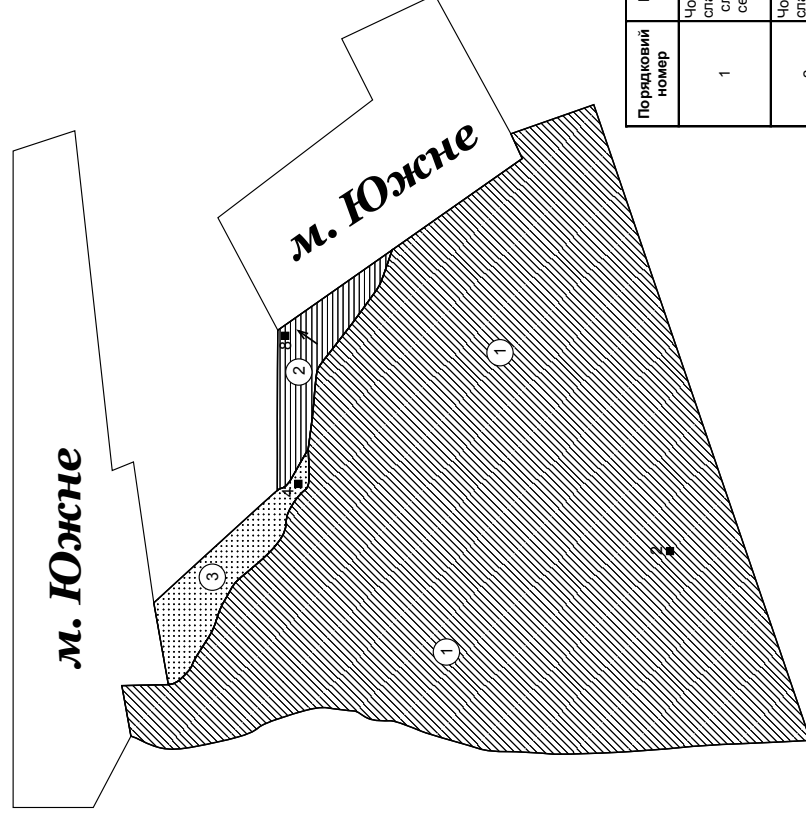
УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ

- ① - порядковий номер ґрунту
- 1 ■ - номер основного розрізу
- - слабозмиті ґрунти
- - лісосмуги

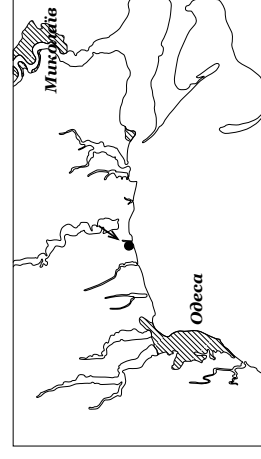
**НОМЕНКЛАТУРНИЙ СПИСОК ҐРУНТІВ**

Порядковий номер	Найменування ґрунту	Гранулометричний склад	Ґрунто-утворююча порода	Площа, га	% від загальної площі ділянки
1	Чорнозем південний залишково-солонцюватий слабогумусований середньопотужний	Важкосуглиннистий мулувато-крупнопилуватий	Лес	23,47	59,8
2	Чорнозем південний залишково-солонцюватий слабогумусований слабозмитий	Важкосуглиннистий мулувато-крупнопилуватий	Лес	13,74	35,0
3	Чорнозем південний залишково-солонцюватий глибокозакислюючий слабогумусований	Важкосуглиннистий мулувато-крупнопилуватий	Лес	1,57	4,0
4	Лучкувато-чорноземний слабосолонцюватий середньопотужний слабогумусований	Важкосуглиннистий мулувато-крупнопилуватий	Лесовидний безкарбонатний суглинок	0,45	1,2

МАСШТАБ 1 : 25 000



**Ґрунтова карта  
к-д "Южне"**



УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ

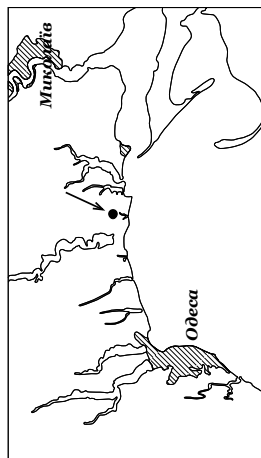
- ① - порядковий номер ґрунту
- 1 ■ - номер основного розрізу
- - слабозмиті ґрунти

**НОМЕНКЛАТУРНИЙ СПИСОК ҐРУНТІВ**

Порядковий номер	Найменування ґрунту	Гранулометричний склад	Ґрунто-утворююча порода	Площа, га	% від загальної площі ділянки
1	Чорнозем південний слабосолонцюватий слабогумусований середньопотужний укорочений	Важкосуглиннистий мулувато-крупнопилуватий	Лес	10,10	92,7
2	Чорнозем південний слабосолонцюватий слабогумусований слабозмитий	Важкосуглиннистий мулувато-крупнопилуватий	Лес	0,38	3,5
3	Чорнозем південний слабосолонцюватий глибокозакислюючий слабогумусований	Важкосуглиннистий мулувато-крупнопилуватий	Лес	0,41	3,8

МАСШТАБ 1 : 10 000

# Грунтова карта к-д "Лугове"



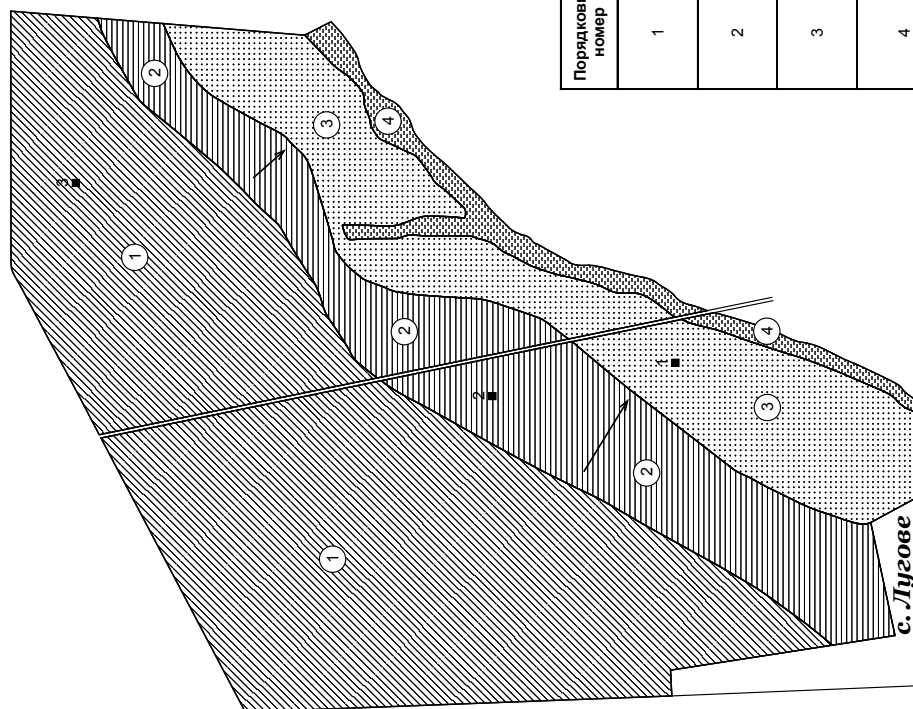
УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ

- ① - порядковий номер ґрунту
- - номер основного розрізу
- ↗ - слабомілі ґрунти

НОМЕНКЛАТУРНИЙ СПИСОК ҐРУНТІВ

Порядковий номер	Найменування ґрунту	Гранулометричний склад	Ґрунто-утворююча порода	Площа, га	% від загальної площі ділянки
1	Чорнозем південний слабосолюватий слабобумусований середньопотужний	Важкосуглинистий мулуватогрунтопильватий	Лес	39,13	56,8
2	Чорнозем південний слабосолюватий слабобумусований слабомілі	Важкосуглинистий мулуватогрунтопильватий	Лес	14,05	20,4
3	Чорнозем південний слабосолюватий глибокозакислюючий слабобумусований	Важкосуглинистий мулуватогрунтопильватий	Лес	13,14	19,0
4	Личувато-чорноземний слабосолюватий середньопотужний слабобумусований	Важкосуглинистий мулуватогрунтопильватий	Лесовидний безкарбонатний суглинок	2,84	3,8

МАСШТАБ 1 : 25 000



- гранулометричний склад за методом Н.А. Качинського з підготовкою пірофосфатним методом за С.І. Долгим і А.І. Лічмановою;
  - структурно-агрегатний склад: сухе просіювання – ситовим методом, водостійкість структурних агрегатів – методом М.І. Саввінова;
  - рН водне – потенціометрично;
  - гумус – за методом І.В. Тюріна в модифікації В.М. Сімакова;
  - груповий склад гумусу за методом В.В. Пономарьової і Т.О. Плотнікової в модифікації М.М. Конової і Н.П. Бельчикової;
  - обмінні катіони - із застосуванням буферного розчину хлориду барію з рН = 8,1;
  - лужна буферність – за С. А. Арреніусом;
  - содостійкість – за С.П. Бобковим [101, с. 649-651];
  - водорозчинний гумус – за Є.Н. Огородніковою і Н.Н. Комісаровою;
  - оптичну щільність гумінових кислот – спектрофотометрично;
  - поріг коагуляції гумінових кислот – за Н.П. Бельчиковою.
- Також визначалися наступні показники:
- структурний стан – за допомогою трикутної діаграми по М.І. Саввінову і С.І. Долгову;
  - розрахунок критерію і показника водостійкості – за методикою М.І. Саввінова;
  - коефіцієнт профільного нагромадження гумусу (КПНГ) і коефіцієнт відносної акумуляції гумусу (КВАГ) – за М.І. Полупаном;
  - ступінь гуміфікації – за Д.С. Орловим;
  - коефіцієнти екстинції та оптичної щільності гумінових кислот – за В.В. Пономарьовою і Т.О. Плотніковою;
  - показник якості і стабільності гумусу – за Б.Н. Рябіним [102, с. 124-128];
  - ступінь диференціації ґрунтового покриву – за Я. Островським та Я. Янковським;
  - критерій розчленованості меж ґрунтових ареалів, коефіцієнт класифікаційної диференціації компонентів ґрунтового покриву і індекс дрібності – за В.М. Фрідландом;
  - індекс складності ґрунтового покриву – за Я.М. Годельманом;
  - критична буферна ємність є запропонованим нами показником, кількісним вираженням якого є мг-екв NaOH, що відповідає буферній ємності до величини рН 8,2 (значення рН, при якому в ґрунтовому розчині з'являється CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>).

## ГЕОГРАФО-ГЕНЕТИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ БУДОВИ, СКЛАДУ ТА ВЛАСТИВОСТЕЙ ҐРУНТІВ

### 4.1. Морфологічні особливості ґрунтів

Вивчення морфологічних ознак є одним із перших та основних методів дослідження ґрунтів. Речовинний склад ґрунту та характер режимів, що визначають реліктові і сучасні процеси ґрунтоутворення, можна встановити лише на основі аналізу зовнішніх та внутрішніх особливостей генетичних горизонтів: потужності, забарвлення, гранулометричного складу, структури, складення, характеру переходу, глибини гумусового забарвлення, глибини залягання карбонатів та інших новоутворень. Тому для вивчення особливостей будови профілю, процесів міграції, перетворення та перерозподілу різних компонентів ґрунтової маси особливе значення мають макро-, мезо- та мікро-морфологічні методи досліджень.

Макро- та мезоморфологічні особливості чорноземів південних та темно-каштанових ґрунтів півдня України показані достатньо добре в працях Прасолова Л.І. [9, 10], Позняка С.П. [94], Гоголева І.Н. [51], Полупана М.І. [103] та ін.

Основні особливості будови профілю чорноземів південних були узагальнені та сформульовані ще С.С. Соболевим [104, с.114]. Це – більш різке зменшення кількості гумусу із глибиною (порівняно із чорноземами звичайними); чітка, подекуди різка межа гумусового горизонту; відсутність карбонатної плісняви; чітко виражений горизонт білозірки, який починається, приблизно, на 10 см нижче лінії закипання; обов'язкова присутність гіпсу, але не ближче, ніж 180 – 200 см до поверхні.

У монографії “Почвы УССР” потужність гумусового горизонту чорноземів південних території України показана в межах 45(50)-55(60) см. Глибше можна помітити лише темно-сірі вертикальні язички, які утворюються при заповненні глибоких тріщин в ґрунті масою з верхнього гумусового шару в дощовий період [22, с. 47].

Результати досліджень ґрунтів смуги переходу від середнього до сухого Степу показують, що тут у профілі чорноземів південних проявляється залишкова солонцюватість. Признаками солонцюватості є ущільнення перехідного горизонту, його горіхувата структура, колоїдне лакування на поверхнях структурних окремоостей та наявність кремнеземистої присипки (рис. 1, Додатку В). Проте, очевидно, що причини утворення солонцюватого профілю в чорноземах південних зовсім інші, ніж у чорноземах лісостепу.

Згідно першої теорії в минулому на півдні України ґрунтові води лежали значно

ближче до поверхні і в вологі роки виносили з собою невелику кількість легкорозчинних солей. Доказом цього є майже повсюдне залягання на глибині 3-4 м горизонту “шоколадного” лесу, який є дуже в'язким, грубогрудкуватим з багаточисельними залізо-марганцевими конкреціями, вохристими бурими плямами, що є ознакою оглеєння. Вчені пов'язують його утворення з підвищеним рівнем світового океану в період танення Дніпровського льодовика (тоді і відбулося засолення ґрунтів). В подальшому ґрунти, згідно теорії К.К. Гедройця, перетворилися на солонці і солонцюваті ґрунти. Згодом, із пониженням рівня ґрунтових вод, за тривалий період розвитку натрій із них майже повністю вимився [42, с. 125-126; 105, с. 394-409].

Друга теорія засвідчує, що залишково-солонцюваті ґрунти утворилися на засолених породах (без стадії солончаків) у результаті біогенного накопичення натрієвих солей, у тому числі соди, а також внаслідок підйому солей по капілярах в верхні горизонти при сильному висушенні [106, с. 386-391; 107, с. 330-331; 11, с. 283-289; 108, с. 144].

За третьою теорією ґрунтам надає солонцюватих властивостей магній, вміст якого на даній території досить значний (5-20 мг-екв/100 г ґрунту при відношенні  $Ca^{2+}$  до  $Mg^{2+}$  від 1:1 до 5:1) [107, с. 331-332; 109, с. 73-78; 110, с. 120-125; 111, с. 314]. Але ця теорія спростовується дослідженнями К.К. Гедройця, який переконливо довів, що магній за своєю коагулюючою дією значно ближчий до кальцію, ніж до натрію [105, с. 394-409].

За четвертою теорією А.І. Бараєва залишково-солонцюваті ґрунти завдячують своїм походженням скупченню колоїдального кремнезему [107, с. 332; 112, с. 188-193; 113, с. 64-66].

Для темно-каштанових ґрунтів основними морфологічними особливостями, що відрізняють їх від чорноземів південних не солонцюватих, є: диференціація профілю за елювіально-ілювіальним типом – як морфологічно, так і за даними гранулометричного складу; зменшена потужність гумусового горизонту (40-45 см); більш вузьке співвідношення гумінових кислот до фульвокислот, що зумовлює буруватий колір гумусового горизонту; високе залягання гіпсу (150-250 см). У гумусовому шарі елювійованість морфологічно проявляється у вигляді слабовираженого горизонтального розчленування структурних окремоостей, порожнистості та збагаченні деякою кількістю присипки  $SiO_2$  на структурних гранях. Ілювійованість морфологічно виражається більш чітко за ущільненням і структурою в перехідних горизонтах порівняно з чорноземами південними не солонцюватими і залишково-солонцюватими [42, с. 122-124].

Карбонати в ґрунтах території досліджень виражені переважно у формі твердих (зрідка пухких) конкрецій – білозірки. Для чорноземів південних характерною є тверда,



щільна, але подекуди і розпливчата або борошниста білозірка; а в темно-каштанових ґрунтах спостерігається навіть наявність її суцільних прошарків.

Так як територія дослідження є зоною виноградарства, то тут значного поширення набули плантажовані варіанти ґрунтових відмін. Їх морфологічними ознаками є: порушений профіль (на глибину до 60 см) строкатого кольору внаслідок переміщення горизонтів; пухке складення, яке не відновлюється і через 20-25 років до початкового стану; більш глибоке залягання материнської породи [16, с. 202].

Наші дослідження на території від р.Барабой (на пд.-зх. від м. Одеси) до Дніпровсько-Бузького лиману засвідчили наступні особливості морфологічної будови ґрунтів цього регіону.

Локально в умовах поліпшеного зволоження і (або) завдяки більш легкого гранулометричного складу формуються глибокозакипаючі ґрунти, серед яких є як несолонцюваті, так і слабо- і залишково-солонцюваті. Чорноземи південні глибокозакипаючі слабогумусовані мають гумусовий горизонт (Н+Нр) потужністю від 55 до 75 см, характеризуються поглибленим закипанням від 10% НСІ і глибоким промиванням гумусу (затіки до 90 см). Типовим розрізом, що характеризує морфологічну будову глибокозакипаючих несолонцюватих відносно більш потужних чорноземів південних, є розріз М-1, закладений на рівнинному вододілі поблизу с. Молодіжне Овідіопільського району Одеської області.

Нор. (0-12 см)	Гумусовий орний горизонт, свіжий, однорідний, темно-сірого забарвлення, середньосуглинковий, грудкувато-зернистої структури, розпушений, дуже м'який, багато коренів, перехід різкий за щільністю з ясною рівною межею;
Н (12-29 см)	Гумусово-аккумулятивний горизонт, вологий, однорідний, темно-сірого кольору, середньосуглинковий, зернисто-грудкуватої структури, ущільнений, м'який, багато коренів, перехід помітний з нечіткою рівною межею;
Нр (29-55 см)	Гумусовий перехідний горизонт, вологий, однорідний, темно-сірого кольору з буруватим відтінком, середньосуглинковий, брилувато-зернисто-грудкуватої структури, ущільнений, твердуватий, мало коренів, перехід поступовий за кольором і помітний за щільністю з хвилястою межею;
НР (55-74 см)	Перехідний горизонт, вологий, неоднорідний, сірувато-бурого кольору з темними більш гумусованими плямами, середньосуглинковий, брилувато-грудкуватої структури, щільний, твердий, корені зрідка, перехід помітний за кольором;
Р(н)к (74-90 см)	Перехідний до породи горизонт, слабогумусований, неоднорідний, палево-бурого кольору з затіками гумусу, карбонатні наліти (74-85 см), закипає, середній суглинок, грудкувато-призматичної структури, щільніший від попереднього, твердий, нема коренів, перехід поступовий за кольором і щільністю;
Prk (90-110 см)	Горизонт білозірки, ґрунтотворна порода, вологий, палевого кольору, наявність

карбонатів у вигляді розмитої білозірки, кипить, середньосуглинковий, безструктурний, дуже щільний, твердий.

Глибокозакипаючі ґрунти й ґрунти з пониженим рівнем закипання поширені часто на схилах лощин і балок, де в умовах ерозійно-делювіального процесу потужність гумусового горизонту може варіювати у відносно широких межах. Серед «схиливих» широко розповсюджені ґрунти з типовою для чорноземів південних потужністю. Типовим є розріз Кр-1.14, який закладений на нижній частині схилу лощини поблизу с. Красносілка Комінтернівського району Одеської області, і характеризує чорнозем південний слабосолонцюватий середньопотужний укорочений слабогумусований з пониженою межею закипання.

Нор. (0-11см)	Орний горизонт, сухий, однорідний, темно-сірого кольору, важкосуглинистий, грудкувато-дрібнобрилуватої структури, середньотріщинуватий, твердуватий, мало коренів, перехід ясний;
Н(е) (11-35см)	Гумусово-аккумулятивний горизонт, сухий, темно-сірий з буруватим відтінком, однорідний, важкосуглинистий, дрібнобрилуватої структури, середньотріщинуватий, у верхній частині багато прожилок і плям відмитого кварцу, біогенно активний, копроліти, твердий, мало коренів, перехід поступовий;
Нр(і) (35-56см)	Гумусово-перехідний горизонт, сухий, неоднорідний, сірувато-бурого кольору, слабоплямистий, важкосуглинистий, грудкувато-грубобрилуватий, тонкошпаруватий, рідко – тонкі тріщини, твердий, щільніший ніж попередній, одиничні корені, перехід ясний;
Р(н)і (56-69см)	Перехідний ілювіальний горизонт, горизонт гумусових затіків, сухий, неоднорідний, плямистий, важкосуглинистий, стовпчастої структури, на гранях гумусові півки, тонкошпаруватий, твердий, коренів немає, хвилясто закипає по нижній межі;
Р(н)к (69-79см)	Перехідний до породи горизонт, лесовидний суглинок, свіжий, неоднорідний, палево-бурого кольору з сірими гумусованими плямами, важкосуглинистий, стовпчастої структури, тонкошпаруватий, бурхливо закипає, перехід поступовий;
Prk (79-100см)	Ілювіально-карбонатний горизонт; однорідний буро-палевий лес, важкосуглинистий, твердий, небагато щільної білозірки, бурхливо закипає.

Профілі ґрунтів з пониженою межею закипання і ознаками «відмивання» гумусу можна розкрити на рівнинних місцевостях по подоподібних елементах рельєфу. Типовим є розріз Ф-5.2, що закладений на рівнинному вододілі поблизу с. Фонтанка Комінтернівського району Одеської області, і характеризує чорнозем південний залишково-солонцюватий середньопотужний укорочений слабогумусований важкосуглинистий.

Характерними ознаками таких ґрунтів є виразні гумусові кутани в перехідних горизонтах і закипання від 10% HCl нижче межі горизонтів Нр і Ph.

Нор. (0-10 см)	Гумусово-аккумулятивний орний горизонт, свіжий, темно-сірий з буруватим відтінком, важкосуглинистий, дрібногрудкуватий, м'який, тонкошпаруватий, багато корінців рослин, перехід поступовий;
Не (10-36 см)	Гумусовий горизонт, свіжий, темно-сірий з буруватим відтінком і кремнеземистою сивиною, а також плямами білесої присипки SiO <sub>2</sub> , важкосуглинистий, грудкувато-горіхувато-грубозернистої структури, твердуватий, тонкошпаруватий, багато корінців рослин, перехід різкий;
Нрі (36-46 см)	Перехідний горизонт, свіжий, плямистий: темно-сірий з буруватим відтінком на фоні сірувато-бурого, межі плям чіткі, важкосуглинистий, горіхуватий, твердуватий, тонкошпаруватий, гумусові кутани на поверхні агрегатів, перехід поступовий;
PH(i) (46-60 см)	Перехідний горизонт, плямистий: сірувато-бурий з темнішими плямами від більш гумусованої маси, важкосуглинистий, горіхуватий, твердий, тонкошпаруватий, багато корінців рослин, гумусові кутани на поверхні агрегатів, перехід поступовий;
Рk(h) (60-72 см)	Перехідний до породи горизонт, лес палево-бурий з окремими сірувато-палево-бурими плямами більш гумусованої маси, щільний, важкосуглинистий, горіхувато-призматичної структури, бурхливо закипає, перехід поступовий;
Рrk (72-130 см)	Льовіально-карбонатний горизонт, палево-бурий лес із щільною (у невеликій кількості) білозіркою, важкосуглинистий, горіхувато-призматичний, твердий, бурхливо закипає.

Типовими для рівнинних місцевостей території дослідження є чорноземи південні слабосолонцюваті слабогумусовані, що мають середню потужністю гумусового горизонту (Н+Нр) 52 см і середню глибину закипання від 10% HCl – 56 см (табл. 4.1), характеризуються слабкими ознаками солонцюватості в профілі при вмісті вбирного натрію близько 3-4%. Для характеристики даних ґрунтів наводимо опис розрізу Кр-1.12, що закладений на плоскому вододілі на перелозі поблизу с. Красносілка Комінтернівського району Одеської області.

Н(е) (0-38см)	Гумусово-аккумулятивний горизонт, сухий, однорідний, темно-сірий з буруватим відтінком, важкосуглинистий, грубобрилуватої структури, середньотріщинуватий, щільний, твердий, мало коренів, перехід поступовий за кольором і структурою, різкий за щільністю;
Нр(і) (38-53см)	Гумусовий-перехідний горизонт, сухий, однорідний, темно-сірий з бурим відтінком, важкосуглинистий, грудкувато-грубобрилуватої структури, тонкотріщинуватий, твердий, менш щільний за попередній, тонкошпаруватий, біологічно більш активний, копроліти, по нижній межі бурхливо закипає, мало коренів, перехід ясний за структурою і кольором;

Р(hi)k (53-64см)	Перехідний до породи горизонт, затіки слабовиражені, сухий, неоднорідний, палево-бурий, важкосуглинистий, горіхувато-стовпчастої структури, щільний, твердий, закипає від 10% HCl, одиничні корені, перехід поступовий за кольором;
Рrk (64-120см)	Льовіально-карбонатний горизонт, сухий, однорідний, важкосуглинистий, буро-палевий лес, з великим скупченням білозірки, білозірка щільна, біла, різко виражена, горіхувато-стовпчастої структури, бурхливо закипає, коренів нема, перехід поступовий за структурою;
Рk (120-150см)	Ґрунтотворна порода, свіжа, буро-палевий лес, однорідний, важкосуглинистий, стовпчастої структури, бурхливо закипає.

Аналогічні профілі ґрунтів часто розкриваються на схилах. Для прикладу наводимо опис розрізу Кр-1.6, закладеного на ріллі на нижній частині схилу поблизу с. Красносілка Комінтернівського району Одеської області.

Нор. (0-18см)	Гумусово-аккумулятивний орний горизонт, сухий, темно-сірий з бурим відтінком, дрібнобрилувато-грудкуватої структури, нерівномірно твердуватий, зонами твердий, середньотріщинуватий, тріщини до 3 см, слабо біологічно активний, мало коренів, перехід різкий з рівною межею;
Н (18-33см)	Гумусово-аккумулятивний горизонт, сухий, темно-сірого кольору з бурим відтінком, в окремих зонах неоднорідний, бурого і навіть палево-бурого кольору, важкосуглинистий, середньооструктурений, грудкувато-грубобрилуватої структури, твердий, середньотріщинуватий, біогенна активність середня, копролітів не багато, мало коренів, ходи безхребетних, перехід різкий;
Нр (35-53см)	Гумусово-перехідний горизонт, свіжий, сірувато-бурого кольору, слабодрібноплямистий, важкосуглинистий, дрібногоріхуватої структури, на поверхнях агрегатів плівки, слабке лакування, поверхні частково згладжені, маса не однорідна за кольором і структурою, біогенно активний, твердий, корені зрідка, перехід помітний;
Р(h)k (53-62см)	Перехідний до породи горизонт, палево-бурий із затіками, затіків не багато, вони слабо виражені, з 54см закипає бурхливо, свіжий, важкосуглинистий, горіхувато-стовпчастої структури, тонкотріщинуватий, тонкошпаруватий, твердий, перехід поступовий;
Рrk (62-100см)	Льовіально-карбонатний горизонт, свіжий, палево-бурий лес, щільний, з великою кількістю білозірки, якої дуже багато з 61-65см, важкосуглинистий, горіхувато-стовпчастої структури, бурхливо закипає.

Аналогічними параметрами характеризуються і чорноземи південні залишково-солонцюваті. Проте основною їх відмінністю від слабосолонцюватих відмін є яскраво виражені морфологічні ознаки солонцюватості.

З метою характеристики морфології цих ґрунтів нами використано розріз В-1.2,

який закладений на вододілі поблизу с. Воронівка Комінтернівського району Одеської області.

Н(е)ор. (0-22 см)	Гумусово-аккумулятивний орний горизонт, свіжий, темно-сірий з буруватим відтінком, слабоструктурований, важкосуглинистий, порошисто-грудкувато-грубобрилуватий з зонами пластинчастих і щільних гостроребристих (з раковистим зламом) грубозернистих окремоостей, м'який, на поверхні агрегатів по горизонту і виражено на поверхні ґрунту ясно-сірі скелетани SiO <sub>2</sub> , товщиною 0,5-3 мм, в нижній частині поживні рештки, багато коренів, перехід різкий за щільністю і структурою;
Ні (23-32 см)	Гумусовий ілювіальний горизонт, свіжий, темно-сірий з бурим відтінком (світліє при розтиранні), важкосуглинистий, слабоструктурований, горіхувато (стовбчасто)-грубобрилуватий, тонкошпаруватий, твердий, на зглаженій поверхні окремоостей слабо виражені гумусові кутани, багато коренів, перехід помітний за кольором;
Нрі (32-45 см)	Перехідний горизонт, свіжий, сірувато-бурий на зрізі і сірувато-темно-бурий на сколах, відносно рівномірно слабогумусований з «кратовиною», заповненою карбонатним слабогумусованим лесом, важкосуглинистий, горіхуватий, тонкошпаруватий, твердий, внизу з копролітами, багато коренів, матові плівки на поверхні агрегатів, перехід помітний;
РН(і) (45-52 см)	Перехідний горизонт, свіжий, плямистий: широкохвилясті межі між сірувато-бурими і палево-бурими зонами, на сколах темніший через наявність гумусових плівок, важкосуглинистий, горіхувато-призматичний, твердий, тонкошпаруватий, корені зрідка, одиничний напіврозкладений деревний корінь, закипає хвилясто з 53-57 см, перехід помітний;
Р(h)к (52-68 см)	Перехідний до породи горизонт, лес палево-бурий з сірувато-бурими неширокими затічними плямами, важкосуглинистий, горіхувато-призматичний, твердий, коренів нема, перехід помітний;
Prk (68-110 см)	Ілювіально-карбонатний горизонт, палево-бурий лес із великою кількістю дрібно-нещільної білозірки, важкосуглинистий, горіхувато-призматичної структури, твердий, бурхливо закипає.

Наведені вище морфометричні та морфологічні ознаки генетичних горизонтів чорноземів південних залишково- та слабосолонцюватих можуть змінюватися в залежності від їхнього положення в мезорельєфі. Так на схилах поширені слабксероморфні слабозмиті ґрунти, потужність гумусового горизонту (Н+Нр) яких дещо зменшена (табл. 4.1), а глибина закипання підвищена порівняно із ґрунтами вододілів. У свою чергу ґрунти, що поширені на нижніх частинах схилів, характеризуються збільшеною потужністю і вилугованістю профілю.

Типовим розрізом, що характеризує морфологію чорноземів південних слабосо-

лонцюватих слабогумусованих слабозмитих, є розріз Кр-1.8, закладений на ріллі на верхній частині схилу лощини поблизу с. Красносілка Комінтернівського району Одеської області.

Н(е)ор. (0-14см)	Гумусовий орний горизонт, сухий, однорідний, темно-сірого кольору з бурим відтінком, важкосуглинистий, грудкувато-грубобрилуваті структури, середньотріщинуватий, надтвердий, коренів мало, перехід помітний;
Нк(е) (14-30см)	Гумусово-аккумулятивний горизонт, сухий, внизу неоднорідний, мікроплямистий, плями бурого кольору, темно-сіро буруватий, важкосуглинистий, грубобрилуваті структури, дуже твердий, біогенно активний, багато копролітів, закипає бурхливо з 23-24 см, коренів мало, перехід поступовий з хвилястою межею;
Нр(і)к (30-42см)	Гумусовий перехідний горизонт, свіжий, сірувато-бурого кольору, неоднорідний, дрібноплямистий, важкосуглинистий, зернисто-горіхуваті структури, біогенно активний, ходи безхребетних, щільний, твердий, менш щільніший від попереднього, тонкошпаруватий, мало коренів, бурхливо закипає, перехід помітний;
Р(h)к (42-53см)	Перехідний до породи горизонт, палево-бурий лес, свіжий, неоднорідний, зверху – з сіруватими плямами, горіхуваті структури, твердий, ущільнений, коренів немає, закипає бурхливо, перехід помітний;
Prk (53-80см)	Горизонт білозірки, бурувато-палевий лес з великою кількістю білозірки, свіжий, важкосуглинистий, горіхуваті структури, твердий, бурхливо закипає.

Для характеристики морфології чорнозему південного залишково-солонцюватого слабогумусованого слабозмитого наводимо опис профілю В-1.1, закладеного на ріллі на верхній частині схилу лощини поблизу с.Воронівка Комінтернівського району Одеської області.

Н(е)ор. (0-22 см)	Гумусово-аккумулятивний орний горизонт, слабоелювіований, свіжий, темно-сірий з буруватим відтінком (сірувато-бурий у сухому стані), середньосуглинистий (наближений до важкосуглинистого), слабооструктурений, порошисто-грудкувато-грубобрилуватий, м'який, тонкошпаруватий, в ґрунтовій масі на поверхні агрегатів і виражено на поверхні ґрунту ясно-сірі скелетани SiO <sub>2</sub> , товщиною 0,5-3 мм, перехід різкий за щільністю і структурою;
Ні (22-32 см)	Гумусовий горизонт, свіжий, темно-сірий з бурим відтінком, середньосуглинистий (наближений до важкосуглинистого), слабоструктурований горіхувато-грубобрилуватий, на поверхні окремоостей слабо виражені матові примазки (поверхня агрегатів слабо зглажена), твердий, тонкошпаруватий, біогенність слабка (мало ходів безпозвоночних і копролітів), перехід помітний;
Нр(і) (32-38 см)	Гумусовий перехідний горизонт, свіжий, плямистий: на фоні темно-сірого з бурим відтінком сірувато-бурі плями (із збільшенням їх донизу), середньосуглинистий (наближений до важкосуглинистого), грубогоріхуватий, деякі окремості

	чорні гостроробристі, твердий, тонкошпаруватий, матові плівки на поверхні агрегатів, перехід різкий;
Ph (38-57 см)	Нижній перехідний горизонт, свіжий, відносно однорідний сірувато-бурий, слабогумусований, гумусові кутани на поверхні агрегатів, важкосуглинистий, грубогоріхуватий, твердий, тонкошпаруватий, старі ходи риючих тварин, не закипає, перехід різкий;
P(h)k (57-73 см)	Перехідний до породи горизонт, лес палево-бурий, зрідка сірувато-бурі плями по ходах землеріїв, важкосуглинистий, горіхувато-призматичної структури, твердий, на верхній межі хвилясто бурхливо закипає, перехід поступовий;
Prk (73-130 см)	Ілювіально-карбонатний горизонт, палево-бурий лес із великою кількістю мілкої нещільної білозірки і вапняними просоченнями, важкосуглинистий, горіхувато-призматичний, твердий, бурхливо закипає.

Темно-каштанові слабосолонцюваті середньопотужні ґрунти території досліджень характеризуються такою самою або дещо меншою порівняно із чорноземами південними потужністю гумусового горизонту, що має виразний буруватий колір і невиразну диференціацію. Їхніми характерними ознаками є слабша структурованість і чіткі ознаки ілювіювання тонкодисперсної маси при більш полегшеному гранулометричному складі поверхневих горизонтів. Нижче наведений опис розрізу О-3, який закладений на ріллі на плоскій рівнині на північ від м. Очаків Миколаївської області і характеризує темно-каштанові середньосуглинисті ґрунти із пониженим рівнем закипання від 10% НСІ.

He op. (0-7 см)	Орний горизонт, поверхня відносно рівна, з чіткою кіркою 0,3-1 см, кірка відбілена на глибину до 2 мм, чергуються білесі прошарки і темніші, свіжий, середньосуглинкавий, безструктурний, сипучий, в масі ґрунту дуже багато відбілених кварцових зерен, багато коренів і решток рослин, перехід різкий за кольором і структурою з чіткою межею;
He (7-30 см)	Гумусовий елювіальний горизонт, однорідний, вологий, липкий, темно-сірий з буруватим відтінком на сколах, а на зрізі – темно-каштанового кольору, середній суглинок, у верхній частині призматично-грудкуватої структури, а в нижній частині – плитчасто-дрібнобрилувато-призматична, прошарки відбіленої ґрунтової маси, кореневі волоски, біогенно-слабоактивний, щільний, твердий, перехід ясний за структурою і кольором;
Hri (30-43 см)	Перехідний гумусовий горизонт, вологий, неоднорідний, слабоплямистий, бурувато-сірий, середньосуглинкавий, грудкувато-горіхуватої структури з окремими зернистими агрегатами, ущільнений (менш щільний за попередній), твердуватий, біогенно-активний, кореневі рештки, корені зрідка, перехід поступовий за кольором;
PHi (43-53 см)	Перехідний гумусовий горизонт, вологий, палево-бурого кольору, на зрізі – однорідний, на сколах – слабоплямистий, важкосуглинкавий, призматично-горіхуватої структури, щільний, твердий, біогенно-малоактивний, чіткі гумусові

P(h)i (53-63 см)	плями, коренів мало, перехід поступовий за структурою і кольором; Перехідний горизонт, вологий, на зрізі відносно однорідний, окремі більш гумусовані плями, бурувато-палевого кольору, важкосуглинкавий, грудкувато-дрібногоріхуватої структури, твердий, багато кореневих волосків, перехід різкий за межею поширення карбонатів;
P(h)rk (63-90 см)	Перехідний до породи горизонт, палево-бурий лес, вологий, відносно однорідний, зрідка вертикальні затіки гумусу, важкосуглинкавий, грудкувато-горіхуватої структури, щільний, твердий, кипить з 63 см, з 74 – бурхливо, з 81 см – скупчення карбонатів у вигляді білозірки.

У днищах балок та тальвегах лощин в умовах підвищеного зволоження формуються напівгідроморфні аналоги чорноземів південних – лучно-чорноземні, у тому числі слабо- і залишковосолонцюваті ґрунти. Їм притаманна відносно більша потужність гумусового горизонту Н+Нр та підвищена вилугуваність і, здебільшого, відсутність морфологічних ознак солонцюватості. Типовим профілем лучно-чорноземного слабосолонцюватого потужного слабогумусованого ґрунту є розріз Ф-4.6, який закладений на ріллі в днищі лощини поблизу с.Фонтанка Комінтернівського району Одеської області.

Нор. (0-20 см)	Гумусовий орний горизонт, сирий, темно-сірий із слабким бурим відтінком, однорідний, важкосуглинистий, дрібногрудкуватий, м'який, багато коренів, перехід різкий за структурою;
H(e) (20-31 см)	Гумусово-елювіальний горизонт, сирий, темно-сірий до чорного, важкосуглинистий, з чіткою призматичною структурою, твердуватий, грані окремоостей з глянцевою плівкою, мало коренів, перехід дуже різкий за кольором;
Нр(i) – (31-65 см)	Перехідний горизонт, вологий, відносно однорідний, сірувато-бурий на зрізі, на гранях агрегатів темніший, плями з неясними межами, внизу більш однорідний і ясніший, по окремих поверхнях агрегатів легкий лиск, важкосуглинистий, чіткої горіхувато-грудкуватої структури, твердуватий, але в цілому менш щільний від попереднього, коренів мало, перехід поступовий;
НР (65-80 см)	Перехідний горизонт, сірувато-темно-бурий, відносно однорідний лесовидний суглинок, окремі затічні плями з нечіткими межами, важкосуглинистий, горіхувато-грудкуватої структури, твердуватий, перехід поступовий за кольором і різкий за вмістом карбонатів;
Phk (80-91 см)	Перехідний до породи горизонт, сірувато-темно-бурий, відносно однорідний лесовидний суглинок, важкосуглинкавий, горіхувато-грудкуватої структури, твердуватий, гумусові затіки у вигляді темніших сіруватих неорієнтованих плям з нечіткими межами і чіткими вертикальними напливами по кореневих ходах, слабо закипає, перехід помітний;
Prk (91-115 см)	Ілювіально-карбонатний горизонт, бурий лесовидний суглинок, в масі якого велика кількість борошністого ясно-сірого карбонатного псевдоміцелію (прожилок), товщиною 0,5-2 мм, гумусові затіки у вигляді темніших сіруватих

неорієнтованих плям з нечіткими межами, важкосуглинистий, горіхувато-грубогрудкуватий, твердуватий, бурхливо закипає.

Лучнувато-чорноземні ґрунти за потужністю гумусового горизонту відносяться до середньопотужних (часто вкорочених), але плямистістю й вилугованістю виразно вирізняються від чорноземів південних (опис лучнувато-чорноземного середньосолонцюватого середньопотужного укороченого слабогумусованого середньосуглинистого ґрунту наводиться за розрізом Н-12, що закладений на нижній частині схилу балки біля с. Нова Дафінівка Комінтернівського району Одеської області).

Н (0-41 см)	Гумусово-аккумулятивний. Темно-сірий з буруватим відтінком, середньосуглинистий, щільний, грудочкуватої структури. На поверхні агрегатів слабка кремнеземиста присипка. Перехід у наступний горизонт ясний.
Н(р) (41-60 см)	Гумусовий. Темно-сірий з бурим відтінком з нечіткими плямами через різну ступінь просочення гумусом. Середньосуглинистий, щільний, грудочкуватої структури; тонкопористий. Перехід у наступний горизонт поступовий.
Ph (60-80 см)	Перехідний горизонт сірувато-бурого кольору. Плямистий через різну ступінь просочення гумусом. Середньосуглинистий, щільний, горіхуватої структури, тонкопористий. Не закипає. Перехід поступовий.
P(h) (80-97 см)	Лесовидний безкарбонатний суглинок. Середньосуглинистий, горіхуватий, щільний. Слабо плямистий через неоднорідність гумусового просочення. Не закипає. Перехід поступовий.
PK (97-120 см)	Лесовидний карбонатний суглинок палево-бурого кольору, відносно однорідний. Середньосуглинистий, щільний, горіхуватої структури. Бурхливо закипає. З 97 см білозірка; нещільна, дрібна.

Таким чином, порівняльний аналіз морфології ґрунтів у смузі переходу від середнього до сухого Степу засвідчив, що потужність горизонтів у зональних ґрунтах території досліджень змінюється не суттєво. Проте із заходу на схід посилюються ознаки солонцюватості по профілю, а також буріє колір гумусового горизонту. У мікрокатенах морфологічні зміни проявляються більш вагомо. Ґрунти верхніх частин схилів характеризуються зменшеними потужностями горизонтів та вищою глибиною закипання, ніж ґрунти плакорів та нижніх частин схилів. Це пояснюється впливом ксероморфності та еродованості даних ґрунтів. Але коефіцієнти варіації та похибки характеристик морфологічних ознак у ґрунтах нижніх та верхніх частин схилів указують на те, що при різних формах схилів еродовані ксероморфні ґрунти поширюються по-різному. Так, при опукло-ввігнутий формі схилу ці ґрунти займають верхню, а на опуклих схилах – нижню частину (табл. 4.1, табл. 4.2).

### Дані статистичного опрацювання морфометричних показників чорноземів південних слабо- та залишково-солонцюватих

Морфометричні показники	У. з.*	n	x	S	Sx	Sx,%	V,%
Нижня границя гумусового горизонту Н <sub>е</sub> , см	1	16	34,69	4,83	1,21	3,49	13,92
	2	17	30,88	2,89	0,70	2,27	9,36
	3	14	34,57	5,77	1,54	4,45	16,69
Нижня границя гумусового перехідного горизонту Н <sub>ре/і</sub> , см	1	16	51,94	5,53	1,38	2,66	10,65
	2	17	43,12	5,78	1,40	3,25	13,40
	3	14	48,21	6,00	1,60	3,32	12,45
Нижня границя перехідного горизонту Ph	1	16	70,88	10,32	2,58	3,95	14,56
	2	17	61,12	10,19	2,47	4,04	16,67
	3	14	63,93	7,86	2,05	3,21	12,29
Глибина закипання від НСІ	1	16	55,69	7,16	1,79	3,21	12,85
	2	17	42,29	14,89	3,61	8,54	34,71
	3	14	56,50	16,52	4,42	7,82	29,23

Примітки: Умови залягання: 1 – плакори; 2 – верхні частини схилів; 3 – нижні частини схилів  
n – кількість розрізів, x – середнє значення, S – квадратичне відхилення,  
Sx – абсолютна похибка, Sx, % – відносна похибка, V, % – коефіцієнт варіації

Таблиця 4.2

### Морфометрична характеристика ґрунтів

Індекси генетичних горизонтів	Потужність, см				
	Чорноземи південні не солонцюваті <sup>1</sup>	Нижня межа генетичних горизонтів, см			Темно-каштанові слабосолонцюваті ґрунти <sup>1</sup>
		Чорноземи південні слабо- і залишково-солонцюваті	Рівнина	Верхня частина схилу	
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>
Н	29	<u>35</u> 27-46	<u>31</u> 23-35	<u>35</u> 21-45	30
Нр	55	<u>52</u> 40-60	<u>43</u> 32-54	<u>49</u> 37-56	43
Ph	90	<u>72</u> 52-90	<u>61</u> 46-76	<u>65</u> 50-79	63
Закипання від НСІ	74	<u>56</u> 46-75	<u>42</u> 0-66	<u>57</u> 30-85	63

Примітка. <sup>1</sup> за типовим розрізом

Встановлено, що середня потужність гумусово-аккумулятивного горизонту в досліджуваних ґрунтах є майже однаковою і коливається від 29 до 35 см. Це вказує на те,

що основну роль у диференціації потужності окремих горизонтів відіграють умови зволоження, а не ерозія. Потужність гумусових горизонтів ґрунтів (Н+Нр) не перевищує 60 см, що є характерним для чорноземів південних. Проте потужність горизонту «Нр» у ґрунтах верхніх частин схилів значно менша, що свідчить про їхню ксероморфність. Глибина закипання від соляної кислоти (42-74 см) як правило приурочена до верхньої частини перехідного до породи горизонту РН (Ph) і є дещо пониженою в напівгідроморфних відмінах.

Порівняльний аналіз морфологічної будови та статистичних даних основних морфометричних показників ґрунтів смуги переходу від середнього до сухого Степу дає можливість зробити наступні висновки щодо особливостей їх морфології.

1. Кількісні показники будови профілю ґрунтів території досліджень не виходять за межі типових для чорноземів південних і темно-каштанових ґрунтів, що характеризує однорідність їхнього походження.

2. Комплекс зовнішніх факторів ґрунтоутворення суттєво впливає на диференціацію морфологічних показників в межах території досліджень. Слабоксероморфні слабозмиті ґрунти характеризуються зменшеною потужністю як гумусованого профілю, так і окремих горизонтів.

3. Характерним є відчутне коливання глибини лінії закипання від НСІ в межах території досліджень. Глибина залягання карбонатів, що за типових умов проходить по межі горизонтів Нр і Ph, коливається в залежності від умов зволоження (залягання по рельєфу) і особливостей гранулометричного складу ґрунту.

4. Ознаки фізичної солонцюватості посилюються із півночі на південь та із заходу на схід, обумовлюючи плавний перехід від чорноземів південних до темно-каштанових ґрунтів.

Отже, специфіка морфологічної будови досліджуваних ґрунтів обумовлена як зональними змінами комплексу елементарних ґрунтових процесів, так і змінами орографічних та, відповідно, гідротермічних умов їх формування. Також зазначимо, що морфологічний аналіз ґрунту не варто розглядати та аналізувати відособлено, тому що тільки його поєднання із дослідженнями фізичних, фізико-хімічних та хімічних властивостей робить можливим встановлення напрямку та особливостей сучасних ґрунтоутворних процесів.

## 4.2. Фізичні властивості ґрунтів

Фізичні властивості ґрунтів є одними із найважливіших характеристик, які визначають якісний стан ґрунтового покриву, впливають на фізико-хімічні, хімічні, морфо-

логічні, агрономічні властивості ґрунту та його родючість. Також фізичні властивості ґрунтів є функцією їх речовинного складу та генези і тому чітко характеризують ступінь окультурення та екологічний стан ґрунтового покриву.

### 4.2.1. Гранулометричний склад ґрунтів

Відомо, що властивості ґрунту, як полідисперсної системи залежать від кількісного співвідношення фракцій різного розміру, тобто від гранулометричного складу. Характерною особливістю ґрунтів чорноземного типу ґрунтоутворення є однорідність їх профілю за гранулометричним складом і відсутність перерозподілу мулистої фракції між горизонтами. Ця властивість характерна, зокрема, і для чорноземів південних не солонцюватих. Проте, в чорноземах південних залишково- і слабосолонцюватих вміст фізичної глини і часток мулу дещо збільшується із глибиною. Ступінь диференціації посилюється з півночі на південь і з заходу на схід. В свою чергу, профіль темно-каштанових слабосолонцюватих ґрунтів чітко диференційований за елювіально-ілювіальним типом.

Домінантною у розподілі механічних елементів за гранулометричними фракціями є фракція грубого піску (т. зв. “лесова фракція”), вміст якої для всіх чорноземів південних та темно-каштанових ґрунтів становить 35-47%. Також характерною є майже цілкови́та відсутність фракції грубого піску – до 1%, що певною мірою негативно впливає на окремі фізичні властивості ґрунтів, зумовлює запливання ґрунту і формування суцільної поверхневої кірки після інтенсивних дощів чи сніготанення. Майже однорідний вміст крупних фракцій в гранулометричному складі досліджених профілів дає підстави вважати, що не зважаючи на великі відстані, ґрунти перехідної смуги між сухим та середнім Степом сформувалися на літологічно однорідній породі (табл. 4.3).

У характері розподілу гранулометричних елементів у ґрунтах території дослідження спостерігаються певні закономірності. Зокрема, гранулометричний склад ґрунтів дещо важчає вниз по профілю, особливо в ілювіальному горизонті. Також специфічним є те, що мул акумулюється, окрім ілювіального горизонту, в ґрунтоутворюючій породі. Криві розподілу мулу та глинистих фракцій по профілю дають змогу вважати, що в досліджуваних ґрунтах наявні процеси лесиважу. Аналогічними є висновки досліджень Ф. Дюшофура, який довів, що процес лесиважу характерний для ґрунтів з нейтрально-слаболужною реакцією, добре аерованих і збагачених кальцієм [114, с. 516-518].

Процес лесиважу в ґрунтах смуги переходу між середнім та сухим Степом зумовлений проявом солонцево-ілювіального процесу ґрунтоутворення. За Л.І. Прасоловим,



## Гранулометричний склад ґрунтів

Ключ-ділянка	№ розрізу	Горизонт	Гігроскопічна вологість, %	Розмір фракцій в мм, вміст, %								А, %		
				1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001	<0,01	>0,01	глини	мулу	
				5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
Воронівка	1	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
		H(e) op.	1,021	0,92	10,86	44,56	6,08	11,03	26,55	43,66	56,34	18	-6	
	1.2	He	1,025	0,21	18,61	37,02	8,9	11,07	24,19	44,16	55,84	17	-14	
		Hp	1,058	0,11	11,44	44,31	8,12	8,51	27,51	44,14	55,86	17	-3	
	1.4	Prk	1,033	0,21	12,19	34,38	9,83	15,04	28,35	53,22	46,78	-	-	
		H(e) op.	He визн.	0,31	8,8	40,32	11,09	12,75	26,73	50,57	49,43	13	-20	
	2.4	H(e)	H(e)	" - "	0,1	6,65	39,37	11,19	15,75	26,94	53,88	46,12	8	-19
			Hp	" - "	-	4,43	44,05	7,06	11,22	33,24	51,52	48,48	12	-
		P(h)ik	P(h)ik	" - "	-	4,69	36,88	2,07	29,42	26,94	58,43	41,57	-	-
			He	1,031	0,52	10,4	45,77	8,25	10,31	24,75	43,31	56,69	17	-28
		2.1	Hp	1,028	0,31	7,17	47,7	9,46	8,63	26,73	44,82	55,18	15	-22
			Ph(t)k	1,026	0,21	7,2	49,48	5,6	10,57	26,94	43,11	56,89	18	-22
3.7		Prk	Prk	1,025	0,1	25,47	21,94	7,8	10,33	34,36	52,49	47,51	-	-
			He op.	1,022	0,72	8,53	47,22	5,92	10,63	26,98	43,53	56,47	28	-30
		He	He	1,023	0,41	7,52	47,88	4,91	12,68	26,6	44,19	55,81	27	-31
			Hp	1,019	0,1	4,53	35,05	6,36	15,36	38,6	60,32	39,68	-	-
	1.5	He op.	He op.	1,023	0,72	2,42	46,12	10,63	11,1	29,01	50,74	49,26	0,6	-3
			He	1,023	0,61	12,23	41,9	6,26	11,58	27,42	45,26	54,74	10	-8
1.6	Ph(i)	Ph(i)	1,024	0,3	25,16	31,95	4,26	11,38	26,95	42,59	57,41	16	-10	
		Prk	1,021	0,2	6,76	42,6	6,62	14	29,82	50,44	49,56	-	-	
	He op.	He	1,011	0,1	10,81	43,39	11,12	10,15	24,43	45,7	54,3	8	-18	
		He	1,016	0,1	7,48	47,79	8,38	8,04	28,21	44,63	55,37	10	-6	
Phi	Phi	1,014	3	5,95	41,41	11,44	8,34	29,89	49,64	50,36	-	-		

## Продовження табл. 4.3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Южне	3.1	H(e)	1,022	0,2	13,06	43	7,77	10,63	25,34	43,74	56,26	17	-16
		He	1,022	0,2	12,63	43,33	7,52	10	26,32	43,84	56,16	17	-13
	4.1	P(h)ik	1,021	0,1	3,63	43,7	6,62	15,73	30,22	52,57	47,43	-	-
		H(gl)	1,022	0,2	13,06	43	7,77	10,63	25,34	43,74	56,26	17	-16
	2	Hgl	1,022	0,2	12,63	43,33	7,52	10	26,32	43,84	56,16	17	-13
		P(h)	1,021	0,1	3,63	43,7	6,62	15,73	30,22	52,57	47,43	-	-
		H(e) op.	2,73	0,1	9,94	47,65	10,68	11,91	19,72	42,31	57,69	14	-35
		He	2,74	0,1	5,42	51,5	7,24	11,09	24,65	42,98	57,02	12	-19
		Hp	2,97	0,1	11,32	44,91	9,47	6,18	28,02	43,67	56,33	11	-7
		P(hi)	2,24	0,1	3,83	47,02	10,22	8,58	30,25	49,05	50,95	-	-
Молоді-жне	1	Нор.	3,47						44,3	55,7	5	Не виз.	
		H	3,51						44,16	55,84	5	" - "	
Лугове	3	Hp	3,22						42,61	57,39	1	" - "	
		Ph	3,4						42,09	57,91	-	" - "	
	H(e) op.	4,6							42,65	57,35	-12	" - "	
	He	4,52							42,52	57,48	-12	" - "	
	Hp	4,5							43,86	56,14	-9	" - "	
	P(hi)	4,41							48,4	51,6	-	" - "	
Очаків	1	H op.	5,84						42,73	57,26	5	" - "	
		H(e)	5,92						43,42	56,58	7	" - "	
	3	Hp	4,71						40,53	59,47	-	" - "	
		He op.	5,9						41,49	58,51	-21	" - "	
	3	He	5,2						41,86	58,14	-20	" - "	
		Hp	4,5						40,32	59,68	-23	" - "	
3	P(hi)	4,94						52,48	47,52	-	" - "		

К.К. Гедройцем, І.Н. Антиповим-Каратаєвим цей процес полягає в накопиченні глини, аморфних півтораокислів і гумусу в ілювіальному горизонті, де вони пептизуються катіонами натрію, що чітко спостерігається в перехідних горизонтах досліджуваних ґрунтів. В останні роки запропоновано новий термін – натрієвий лесиваж. Він означає елементарний ґрунтовий процес, що складається із пептизації мулу, переносу його вниз по профілю і наступної його акумуляції [115, с. 80-88].

Під впливом лесиважу спостерігається значне обезмулювання гумусового горизонту, з'являється білеса присипка на структурних агрегатах. В її складі, на відміну від опідзолених чорноземів, переважає колоїдальний (аморфний) кремнезем, що дозволило деяким ученим обґрунтувати теорію вторинного осолонцювання ґрунтів. Інтенсивність забарвлення присипки в горизонті не менша, ніж у нижчих горизонтах, оскільки втрати мулу в гумусо-акумулятивному горизонті маскуються накопиченням гумусу.

Отже, характер розподілу і кількісні співвідношення фракцій гранулометричних елементів дають змогу зробити висновок про загальну однорідність гранулометричного складу досліджуваних ґрунтів, хоча зміна гідротермічних умов зумовила різну інтенсивність прояву внутрішньоґрунтових процесів, насамперед лесиважу, що проявляється у збільшенні ступеня диференціації профілю за вмістом глини із заходу на схід.

#### 4.2.2. Структурно-агрегатний склад

Структура ґрунту тісно пов'язана із його гранулометричним складом тому, що вона зумовлена розміром, формою, кількісним співвідношенням, характером взаємозв'язків і розміщенням механічних елементів та складених з них агрегатів. З характером структурно-агрегатного стану тісно поєднані фізичні умови ґрунту, його повітряний, водний і термічний режими. Це, в свою чергу, впливає на розвиток мікробіологічної діяльності, мобілізації і доступності поживних речовин, а, отже, обумовлює умови життєдіяльності рослин і мікрофлори.

Для характеристики структурного стану ґрунтів не достатньо знати розподіл агрегатів у визначений момент часу, оскільки, агрегатний склад дуже динамічний у часі і сильно залежить від дії природних та антропогенних чинників. Внаслідок періодичного чергування сухих та дощових періодів, тривалого та інтенсивного використання ґрунтів із застосуванням важкої техніки, структурні агрегати руйнуються, ущільнюється ґрунтовий профіль, ґрунти стають безструктурними. Ступінь цих змін структурно-агрегатного стану та їх інтенсивність залежать від стійкості ґрунту до зовнішніх руйнівних сил.

З агрономічної точки зору до структурних належать ґрунти, в яких переважають агрегати розміром 0,25-10 мм. Найбільш цінними є зерниста і грудкувата структури,

агрономічна цінність яких визначається шпаруватістю, водостійкістю та механічною міцністю. На основі цих показників виділяють істинні та псевдоагрегати. Істинні агрегати характеризуються високою шпаруватістю і водостійкістю, а псевдоагрегати мало шпаруваті, щільні і нестійкі у воді, або, навпаки, абсолютно водостійкі внаслідок цементації [107, с. 118].

Дані структурного аналізу засвідчують, що досліджувані ґрунти характеризуються достатньо високим вмістом агрономічно-цінних агрегатів, розміром 0,25-10мм (табл. 4.4), який коливається від задовільного до відмінного. Помітне збільшення вмісту цих агрегатів із заходу на схід в чорноземах південних залишково- і слабосолонцюватих від 45 до 74% пояснюється зменшенням стійкості крупних агрегатів відносно сільськогосподарської обробки і утворенням псевдоагрегатів, які зцементовані натрієм. Це підтверджується результатами мокрого просіювання, при якому ці агрегати розпадаються на частинки розміром <0,25 мм.

У межах мікрокатен також спостерігається певна неоднорідність. Зокрема вміст агрономічно-цінних агрегатів в орному шарі лучнувато-чорноземних ґрунтів становить 70,1% (відмінний), в чорноземах південних слабозмитих 58,7-63,6% (гарний), а в чорноземах південних (не змитих) – 44,6-59,2% (задовільний). Серед агрономічно-цінних мезоагрегатів переважають грудочки розміром від 5 до 1 мм. Відповідно в орному горизонті домінують агрегати розміром більше 10 мм, вміст яких зменшується із заходу на схід. Вміст пилуватих агрегатів розміром менше 0,25 мм достатньо високий в усіх ґрунтах і коливається в межах від 5,9% до 18,2% (табл. 4.4).

Дані показані в табл. 4.4., засвідчують, що посилення гідроморфності досліджуваних ґрунтів та опосередковано їх ерозія (через наближення до поверхні карбонатів) сприяють збільшенню вмісту агрономічно-цінних агрегатів, а також зменшенню вмісту брилуватої структури. У свою чергу, із заходу на схід також спостерігається збільшення вмісту агрегатів розміром від 0,25 до 10 мм. Але це пов'язано із зменшенням механічної стійкості структури, що підтверджується збільшенням вмісту пилуватих часток.

Визначено, що досліджувані ґрунти характеризуються високими значеннями коефіцієнту структурності: від 0,80 до 5,29 в орних горизонтах і від 1,22 до 2,32 в гумусових. Також характерним є збільшення величини коефіцієнта структурності в перехідних горизонтах в усіх ґрунтах, окрім чорноземів південних не солонцюватих та залишково-слонцюватих, що розташовані на плакорах, в яких він зменшується (табл. 4.4). Це є свідченням того, що розподіл структурних агрегатів по ґрунтовому профілю також залежить від ступеня прояву солонцевого процесу та процесу лесиважу [116, с. 106-113].

Таблиця 4.4

Структурно-агрегатний склад ґрунтів<sup>1</sup>

Генетичний горизонт	Глибина, см	Розміри агрегатів, в мм										К <sub>С</sub> <sup>2</sup>	КВ <sup>3</sup> / ПВ <sup>4</sup>
		>10	10-7	7-5	5-3	3-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	<0,25	10-0,25		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Розріз М-1													
Н op	0-12	22,5	8,7	7,4	8,1	5,3	23,0	4,7	13,0	7,3	70,2	2,36	209,60 74,07
					0,4	4,9	9,6	12,8	24,3	48,0	52,0		
Н	12-29	30,6	11,0	8,7	11,5	7,6	19,1	3,4	5,2	2,9	66,5	1,99	413,95 80,60
					0,5	4,1	13,4	12,3	23,3	46,4	53,6		
Нp	29-55	37,0	10,0	8,6	5,5	9,7	18,7	2,5	4,3	3,7	59,3	1,46	
Розріз Ку-1													
Н op	0-10	49,5	6,7	5,6	6,7	6,3	7,6	5,6	6,1	5,9	44,6	0,80	262,83 98,43
					0,5	1,9	10,9	12,6	18,0	56,1	43,9		
Н	10-46	21,9	8,9	8,1	11,6	11,5	12,8	7,9	9,1	8,2	69,9	2,32	163,85 65,95
					0,7	4,0	13,7	11,3	16,4	53,9	46,1		
PH	46-60	34,6	11,2	11,8	12,5	11,3	8,9	3,9	3,3	2,5	62,9	1,69	
Розріз Ку-2													
Н op	0-10	29,6	10,1	9,5	11,3	11,2	10,6	5,3	5,6	6,8	63,6	1,75	232,29 63,36
					0,8	1,5	12,7	9,4	15,9	59,7	40,3		
Н	10-32	37,8	7,1	9,2	9,8	9,3	9,5	4,7	5,4	7,2	55,0	1,22	299,60 79,09
					1,3	3,3	8,9	10,1	19,9	56,5	43,5		
Нp	32-51	32,9	9,8	8,7	11,5	9,9	9,2	5,6	6,2	6,2	60,9	1,56	
Розріз В-2.1													
Н(e) op	0-18	31,5	7,6	6,9	8,5	8,2	10,9	7,3	9,8	9,3	59,2	1,45	189,10 58,45
					0,7	1,6	5,2	27,1	65,4	34,6			
He	18-33	36,1	10,1	8,7	11,3	10,9	9,3	4,7	4,5	4,4	59,5	1,47	449,41 75,13
					1,3	1,4	9,6	32,4	55,3	44,7			
PHi	33-50	40,5	12,4	7,9	9,6	9,1	8,3	4,0	4,1	4,1	55,4	1,24	
Розріз В-2.2													
Н(e) op	0-20	22,7	9,7	7,6	9,0	9,2	14,1	10,9	9,6	7,2	70,1	2,34	173,57 56,92
					0,3	2,6	1,5	15,4	20,1	60,1	39,9		
Н(e)	20-49	38,4	8,1	8,7	10,1	11,4	11,1	5,1	4,2	2,9	58,7	1,42	376,88 77,00
					0,5	2,4	7,3	12,9	22,1	54,8	45,2		
Нp(i)	49-61	31,6	13,5	11,2	12,9	10,8	8,3	3,5	3,7	4,5	63,9	1,77	
Розріз В-2.4													
Н(e) op	0-14	33,1	7,4	7,2	7,9	8,5	10,6	7,5	9,6	8,2	58,7	1,36	158,70 52,47
					0,5	2,2	1,2	7,8	19,1	69,2	30,8		

Продовження таблиці 4.4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
He	14-32	34,3	10,2	8,4	9,4	8,8	9,7	6,3	6,8	6,1	59,6	1,48	257,49 63,76
					0,2	2,3	1,8	5,5	28,2	62,0	38,0		
Нp(i)	32-42	23,9	12,6	10,4	11,3	12,1	11,1	5,9	6,1	6,6	69,5	2,28	
Розріз Ю-2													
Н(e) op	0-10	25,7	6,5	7,0	10,3	9,8	15,6	5,4	7,7	12,0	63,2	1,72	159,54 39,08
					0,3	1,3	2,2	5,6	15,3	75,3	24,7		
He	10-29	23,8	8,7	8,8	12,4	10,5	12,9	4,7	6,2	12,0	64,2	1,79	219,27 46,26
					0,4	1,9	3,5	5,8	18,1	70,3	29,7		
Нp(i)	29-46	24,1	10,4	9,2	12,7	12,0	14,6	4,0	5,1	7,9	68,0	2,13	
Розріз Ю-4													
Н(e) op	0-15	19,4	6,6	6,8	10,5	10,7	16,1	6,0	8,2	15,7	64,9	1,85	182,39 45,92
					0,4	1,2	2,3	6,9	19,0	70,2	29,8		
He	15-33	22,5	9,1	10,3	11,8	11,2	12,6	5,5	7,4	9,6	67,9	2,12	224,03
					0,6	1,5	3,1	7,5	21,4	65,9	34,1		
Нp(i)	33-58	25,3	10,0	11,2	12,9	10,0	13,0	4,6	5,8	7,2	67,5	2,08	
Розріз Л-1													
Н op	0-11	9,6	5,8	6,2	11,2	10,1	25,5	3,9	9,5	18,2	72,2	2,60	142,36 35,32
					0,6	4,4	5,8	14,7	74,5	25,5			
Н(e)	11-21	16,1	6,2	10,3	13,6	9,7	14,8	3,5	9,3	16,5	67,4	1,83	151,56 42,14
					1,2	7,8	6,2	13,2	71,6	28,4			
Нp(i)	21-37	14,2	5,4	10,3	19,7	15,3	19,8	2,5	5,1	7,7	78,1	3,57	
Розріз Л-2													
Н op	0-9	17,2	8,9	8,0	12,2	10,2	22,8	3,5	6,5	10,7	72,1	2,58	194,00 33,15
					0,4	4,1	5,3	14,1	76,1	23,9			
Н(e)	9-23	20,8	7,1	9,1	17,0	11,6	16,3	2,6	6,0	9,5	69,7	2,30	251,16 38,45
					0,7	4,5	5,7	15,9	73,2	26,8			
Нp(i)	23-32	21,3	8,2	11,7	15,6	11,9	17,5	1,8	3,7	8,3	70,4	2,38	
Розріз Л-3													
Н(e) op	0-14	22,2	6,9	7,7	10,1	10,3	18,4	6,0	8,9	9,5	68,7	2,19	175,84 48,03
					0,2	1,0	5,6	7,0	19,2	67,0	33,0		
He	14-43	25,7	7,1	10,8	13,6	8,3	15,9	6,1	7,0	5,5	68,8	2,21	195,42 51,60
					0,3	1,5	8,1	6,2	19,4	64,5	35,5		
Нp(i)	43-60	26,1	7,0	12,3	15,8	9,7	19,6	3,3	4,0	2,2	71,7	2,53	
Розріз О-1													
Н op	0-10	22,8	9,4	7,6	10,0	7,4	25,8	5,9	8,2	2,9	74,3	2,89	185,11 48,05
					0,3	1,5	7,8	5,9	20,2	64,3	35,7		
Н(e)	10-33	44,5	11,6	9,1	9,8	7,3	10,4	3,5	2,8	1,0	54,5	1,20	279,38 70,64
					0,7	5,0	12,5	6,2	11,4	61,5	38,5		

Продовження таблиці 4.4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Нрі	33-48	39,3	9,5	10,2	6,7	7,2	14,6	1,2	10,1	1,2	59,5	1,47	
Розріз О-3													
Н(е) ор	0-7	10,9	7,3	7,5	10,1	7,5	37,2	6,2	8,3	5,0	84,1	5,29	142,76
					0,1	1,6	6,9	5,7	15,0	70,7	29,3		34,84
Не	7-30	37,6	8,5	7,5	9,3	7,1	15,2	5,6	5,1	4,1	58,3	1,40	171,96
					0,3	3,2	9,7	6,3	12,1	68,4	31,6		54,20
Нрі	30-43	26,1	10,0	9,1	11,6	9,3	18,1	4,6	5,4	5,8	68,1	2,13	

Примітки: <sup>1</sup> Чисельник – сухе просіювання, знаменник – мокре просіювання

<sup>2</sup> Коефіцієнт структурності

<sup>3</sup> Критерій водостійкості

<sup>4</sup> Показник водостійкості

Водостійкість ґрунтів смуги переходу від середнього до сухого Степу закономірно зменшується з півночі на південь і із заходу на схід, проте в межах катен вона зменшується вниз по схилу. Поясненням цьому є збільшення вмісту обмінного натрію, який є одновалентним катіоном і не здатний до незворотної коагуляції, а, отже, на відміну від двовалентних катіонів, – до створення водотривкої структури. Спостерігається значне зменшення водостійкості орного горизонту, порівняно із гумусовим в усіх ґрунтах території досліджень, що вказує на його агродеградованість.

Таким чином, на фоні природних відмінностей структурного стану, внаслідок антропогенного впливу в ґрунтах території досліджень протікають процеси дезагрегації ґрунтової маси, що полягають в обезструктуренні, збільшенні брилуватості і розпиленні орного горизонту, зниженні водостійкості агрегатів та розвитку ерозійних процесів.

### 4.3. Фізико-хімічні властивості ґрунтів

#### 4.3.1. Склад ґрунтового вбирного комплексу

Вбирна здатність ґрунту і склад ґрунтового вбирного комплексу визначають його основні фізичні і фізико-хімічні властивості. Зокрема, склад вбирних основ має вагомий вплив на фізико-механічні і фізико-хімічні властивості ґрунту. Він визначає стійкість ґрунтового вбирного комплексу, що значною мірою впливає на родючість ґрунту та ефективність внесення добрив і меліорантів.

На думку О.Н. Соколовського важливе значення для фізичного стану та родючості ґрунту має не стільки його насиченість основами загалом, скільки насиченість катіо-

нами, і в першу чергу – кальцієм. Саме він переважає в ґрунтах чорноземного типу в увібраному стані і тому їх властивості до цього часу визнають за еталон відповідності ґрунту потребам рослин. Кальцій прямо чи опосередковано впливає на мікробіологічні процеси в ґрунті, коагулює і зберігає від вимивання ґрунтового колоїди, створюючи разом з ними цемент для агрономічно цінної грудкувато-зернистої структури, сприяє накопиченню гумусових речовин та визначає стійкість ґрунтового вбирного комплексу [117, с. 127].

У складі вбирних основ ґрунтів території досліджень суттєво переважає катіон кальцію. Насиченість ним ґрунтового вбирного комплексу висока, його вміст в орному горизонті становить 9-19 мг-екв/100г ґрунту (64-88% від суми вбирних основ) (табл. 4.5). З глибиною вміст увібраного кальцію закономірно збільшується, що зумовлено насамперед неглибоким заляганням карбонатних порід (додаток А, табл. А.1).

Обмінний магній близький за своїм впливом на ґрунтовий вбирний комплекс до кальцію, проте йому приписується особлива роль в засвоєнні і транспортуванні фосфатів в рослинах, так як він, на відміну від кальцію, підвищує рухомість фосфору в чорноземах, оберігаючи його від зв'язування у формі тризаміщеного фосфору [117, с. 130; 118, с. 276].

Вміст магнію в гумусовому горизонті досліджуваних ґрунтів коливається від 1,25 до 7 мг-екв/100г ґрунту (7-28% відповідно). Характерним для ґрунтів території дослідження є збільшення вбирного магнію із посиленням їх гідроморфності. Згідно з Ф. Мате, одним із процесів збільшення відносного вмісту магнію в ґрунтового вбирного комплексу є зв'язування кальцію ґрунтового розчину з сульфатним іоном ґрунтових вод. Ця закономірність також зумовлена тим, що розчинність  $MgCO_3$  у 20-30 разів вища від розчинності  $CaCO_3$ , що збільшує вміст магнію в ґрунтового розчині [119, с. 1-6].

Також існує переконання, що магній посилює пептизуючу дію натрію і таким чином сприяє процесу осолонцювання [110, с. 120-125; 111, с. 315; 113, с. 66]. Водночас, інші науковці обґрунтовують те, що магній не може обумовлювати ті морфологічні і фізико-хімічні властивості, які характерні для залишково- і слабосолонцюватих ґрунтів. Вони стверджують, що підвищена кількість магнію, не причина, а наслідок розвитку солонцевого процесу [107, с. 332]. Це пов'язано з тим, що при фізико-хімічному обміні натрій більшою мірою заміщує кальцій, який надходить у розчин і виноситься з ґрунту. З цієї причини відносний вміст магнію зростає в складі вбирних основ.

Увібраний натрій (0,42-1,25 мг-екв/100г ґрунту або 2-5% від суми вбирних основ) є основною причиною прояву солонцевих процесів у досліджуваних ґрунтах. Під його впливом вони мають негативну в агрономічному відношенні стовпчасто-брилисту структуру,

низьку водостійкість, високу липкість, підвищену щільність, погану водопроникність, а деякі ґрунти також характеризуються лужною реакцією ґрунтового розчину.

Таблиця 4.5

**Фізико-хімічні властивості ґрунтів<sup>1</sup>**

Показник	Чорно-земи південні не солонцюваті	Чорноземи південні залишково-солонцюваті			Темно-каштанові слабо-солонцюваті ґрунти		
		рівнина	Верхня частина на схилу	Нижня частина на схилу			
1	2	3	4	5	6		
pH	6,64	<u>7,15</u> 6,80-7,67	<u>7,84</u> 6,92-8,21	<u>7,18</u> 6,96-7,52	6,55		
БЄ <sup>2</sup>	3,08	<u>2,35</u> 2,21-2,48	<u>2,19</u> 2,07-2,31	<u>2,38</u> 2,17-2,73	2,01		
Сс <sup>3</sup>	19,8	<u>14,5</u> 13,6-15,8	<u>14,8</u> 13,0-16,8	<u>13,8</u> 12,4-14,8	14,2		
КБС <sup>4</sup>	4,84	<u>2,48</u> 1,23-3,39	<u>0,95</u> 0,00-2,82	<u>2,43</u> 1,71-3,13	3,32		
Вбирні основи	мг-екв/100г ґрунту	Ca <sup>2+</sup>	15,25	<u>14,20</u> 10,00-17,50	<u>15,50</u> 13,00-19,00	<u>16,32</u> 13,75-19,75	9,50
		Mg <sup>2+</sup>	4,25	<u>4,65</u> 3,50-5,75	<u>4,63</u> 2,25-6,25	<u>4,11</u> 3,00-5,00	4,50
		Na <sup>+</sup>	0,50	<u>0,67</u> 0,33-1,00	<u>0,75</u> 0,50-1,00	<u>0,84</u> 0,50-1,25	0,67
		Σ	20,00	<u>19,57</u> 15,88-21,75	<u>20,87</u> 17,50-24,83	<u>21,27</u> 19,50-25,50	14,67
	% від суми	Ca <sup>2+</sup>	76	<u>73</u> 68-77	<u>74</u> 68-84	<u>76</u> 71-82	65
		Mg <sup>2+</sup>	21	<u>24</u> 19-29	<u>22</u> 13-29	<u>21</u> 13-26	30
		Na <sup>+</sup>	3	<u>3</u> 2-5	<u>4</u> 3-5	<u>3</u> 3-5	5

Примітки:

<sup>1</sup> Чисельник – середні значення, знаменник – граничні величини

<sup>2</sup> Буферна ємність, мг-екв/100 г ґрунту

<sup>3</sup> Содостійкість, мг-екв/100 г ґрунту

<sup>4</sup> Критична буферна ємність, мг-екв/100 г ґрунт

Вміст натрію, як і кальцію, збільшується із глибиною, внаслідок високого його вмісту в ґрунтоутвірній породі, проте прояв солонцюватості в ґрунтах стримується наявністю

активних катіонів кальцію. Також спостерігається збільшення вмісту вбирного натрію в ґрунтах нижніх частин схилів, що пояснюється змиканням легкорозчинних фульватів натрію вниз по схилу (табл. 4.5).

Тривалий час єдиною причиною утворення солонцюватих ґрунтів вважався саме натрій. Ця точка зору, незважаючи на теорії впливу магнію на осолонцювання, переважає і зараз. Щоправда, трактування механізму диспергації ґрунтів під впливом натрію дещо змінилося. У теперішній час сформульована роль у солонцювому процесі гідрофільних колоїдів. Встановлено, що взаємодія розчинів натрієвих солей з ґрунтовим вбирним комплексом полягає у виділенні в розчин високомолекулярних натрієвих сполук полімерної кремнекислоти та гуматів натрію, які разом з натрієвими солями алюмоферрігумусових кислот утворюють складний комплекс – гідрофільну плазму. Остання, адсорбуючись на поверхні гідрофобних колоїдних часток, утворює структуровану квазікристалічну оболонку, яка виконує роль структурно-механічного бар'єра і перешкоджає зближенню міцел. Саме це і визначає початок процесу пептизації колоїдів, що є основою солонцювого процесу [113, с. 64-66].

За гіпотезою Б.В. Андрєєва [107, с. 332] обмінний натрій є не причиною, а функцією розвитку процесу осолонцювання. Ним експериментально встановлено, що при взаємодії сольових розчинів як одновалентних, так і двовалентних металів з мінералами, глинами та ґрунтом відбувається їх глибоке перетворення. При подальшій дії водних розчинів спостерігається посилений розклад алюмосилікатів з накопиченням гідрофільних колоїдів, які збагачені кремнієвою кислотою. Колоїдальна кремнієва кислота відзначається високою гідрофільністю і при наявності її в великих кількостях ґрунти набувають характерних для солонців властивостей.

Зазначимо високу мінливість та варіабельність суми вбирних основ в ґрунтах території досліджень. Найбільша варіабельність показників притаманна ґрунтам верхніх частин схилів, що можна пояснити мінливістю мікрорельєфу (утворенням мікроулоговин та мікрозападин), а також різноманіттям форм схилів. Серед вбирних основ більш високим коефіцієнтом варіабельності відзначається вміст Na<sup>+</sup>. Причиною цього може бути відносно більша розчинність та значна міграційна здатність натрієвих сполук. Зниження мінливості показників вмісту вбирних основ в ґрунтах нижніх частин схилів, очевидно, відбувається внаслідок зменшення інтенсивності потоків речовини на нижчих гіпсометричних рівнях місцевих педотопокатен (табл. 4.6).

Для досліджуваних ґрунтів характерною є профільна диференціація кількісних характеристик складу вбирних основ. Зокрема, помітним є зростання із глибиною суми

вбирних основ за рахунок, насамперед, обмінних магнію і натрію. При цьому для обмінного магнію є характерним деяке зменшення вмісту в середній частині профілю, що сприяє розширенню тут співвідношення  $Ca^{2+}$  і  $Mg^{2+}$ . Також, переважно спостерігається збільшення вмісту  $Na^{+}$  вниз по схилу, внаслідок вимивання гуматів натрію та магнію в напівгідроморфних відмінах (рис 4.1; додаток А, табл. А.1).

Таблиця 4.6

**Статистична оцінка мінливості складу фізико-хімічних характеристик ґрунтів**

Показник	У. з.*	n	x	S	Sx	Sx, %	V, %	
1	2	3	4	5	6	7	8	
рН	1	13	7,15	0,26	0,20	2,78	2,59	
	2	12	7,84	0,43	0,32	4,02	5,51	
	3	11	7,18	0,17	0,14	1,96	2,37	
БЄ	1	13	2,35	0,09	0,07	3,01	3,65	
	2	12	2,19	0,07	0,06	2,55	3,24	
	3	11	2,38	0,17	0,13	5,50	7,07	
Сс	1	13	14,5	0,75	0,64	4,42	5,19	
	2	12	14,8	0,97	0,70	4,73	6,56	
	3	11	13,8	0,82	0,65	4,73	5,98	
КБЄ	1	13	2,48	0,62	0,47	19,11	25,08	
	2	12	0,95	0,91	0,36	38,07	95,36	
	3	11	2,43	0,46	0,40	16,63	19,04	
Вбирні основи мг-екв/100г ґрунту	$Ca^{2+}$	1	13	14,20	2,31	1,71	12,04	16,24
		2	12	15,50	2,14	1,67	10,75	13,80
		3	11	16,32	2,38	2,01	12,32	14,60
	$Mg^{2+}$	1	13	4,65	0,66	0,50	10,75	14,17
		2	12	4,63	1,33	0,92	19,76	28,76
		3	11	4,11	0,81	0,69	16,89	19,84
	$Na^{+}$	1	13	0,67	0,25	0,22	32,09	38,12
		2	12	0,75	0,26	0,22	29,56	34,42
		3	11	0,84	0,24	0,18	21,26	28,13
$\Sigma$	1	13	19,57	2,71	2,25	11,48	13,84	
	2	12	20,87	2,66	2,04	9,77	12,75	
	3	11	21,27	2,36	1,91	8,97	11,08	

Примітки:

Умови залягання: 1 – плакори; 2 – верхні частини схилів; 3 – нижні частини схилів

n – кількість розрізів; x – середнє значення; S – квадратичне відхилення; Sx – абсолютна похибка;

Sx, % – відносна похибка; V, % – коефіцієнт варіації

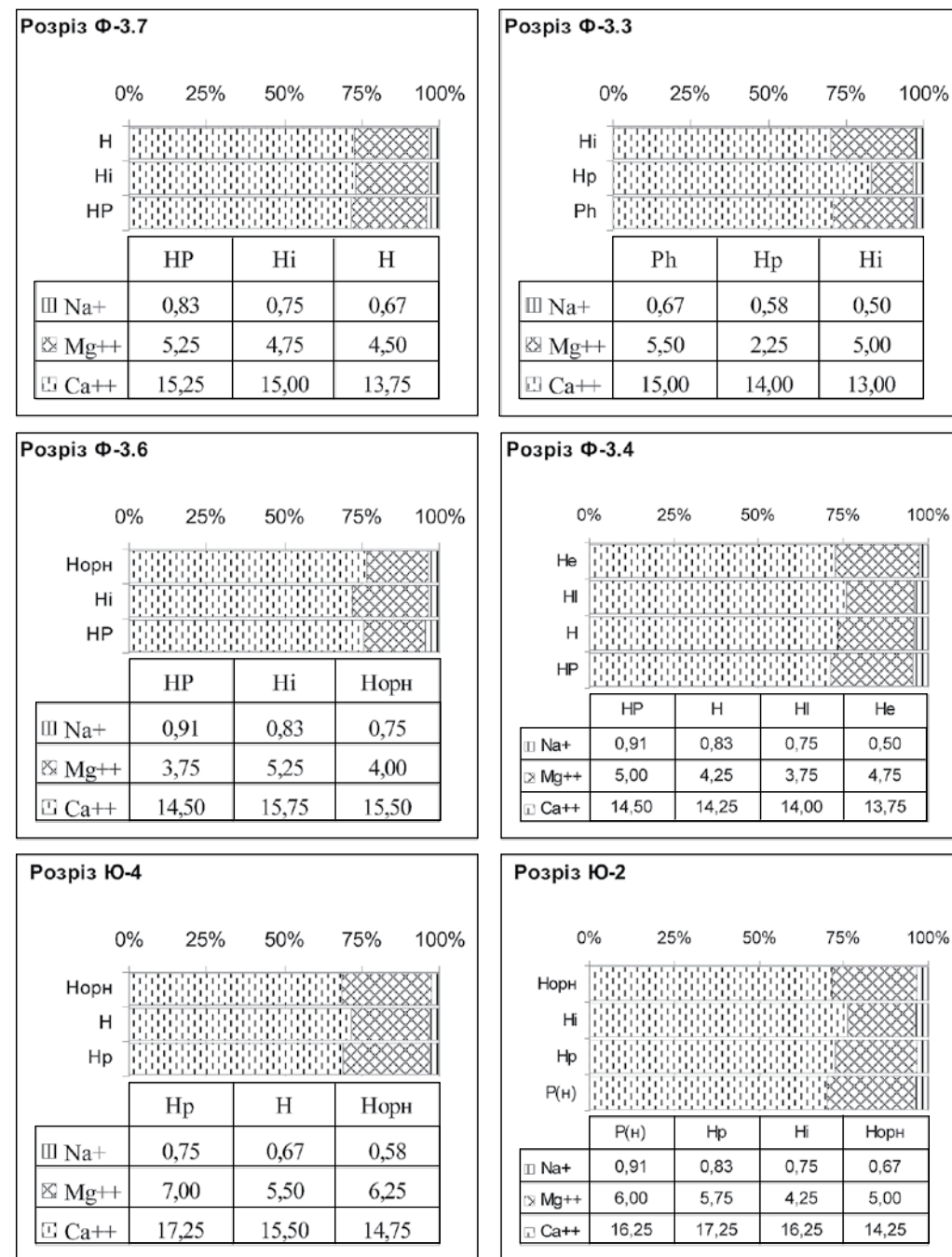


Рис. 4.1. Склад увібраних основ чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих



### 4.3.2. Кислотно-основна характеристика та показники буферності ґрунтів

Кислотно-основні властивості мають важливе значення для розуміння і теоретичного обґрунтування багатьох процесів, які відбуваються в ґрунті на різних стадіях його еволюції, так як характер ґрунтоутворюючого процесу впливає на реакцію ґрунтів. Реакція ґрунту залежить від спільної дії багатьох факторів: хімічного і мінералогічного складу мінеральної частини ґрунту, наявності вільних солей, кількісного і якісного вмісту органічної речовини, складу ґрунтового повітря, вологості ґрунту, життєдіяльності організмів. Найважливішим регулятором реакції ґрунту є наявні в ньому солі, які переходячи із твердої фази в розчин при зволоженні і, навпаки, при осушенні, активно впливають на її характер.

Кислотно-основні властивості ґрунтів характеризуються величинами рН, які виражають концентрацію іонів водню в ґрунтовому розчині. Від величини рН залежить рухомість і доступність рослинам практично усіх елементів живлення, діяльність ґрунтових мікроорганізмів, мінералізація органічних речовин, порушення ґрунтових мінералів, коагуляція і пептизація колоїдів та інші фізико-хімічні процеси. Істотне зниження величини рН ґрунтів сприяє процесам опідзолення ґрунтів, а підвищення, відповідно, – їхньому осолонцюванню.

Для всіх досліджуваних ґрунтів величина рН-водне в орному горизонті становить 6,6-8,2, що характеризує реакцію ґрунтового розчину як нейтральну, слаболужну, інколи середньолужну (табл. 4.5). Очевидно, що визначальним у створенні лужної реакції є присутність в ґрунтах території досліджень гідролітично-лужних солей слабких кислот і основ: карбонатів та гідрокарбонатів натрію, калію, кальцію та магнію. Так само себе поведуть гумати і фульвати лугів. Це підтверджується тим, що з глибиною, при збільшенні вмісту вбирних основ, збільшується і лужність ґрунту. Проте, із заходу на схід спостерігається більш помітне збільшення рН із глибиною, що зумовлено посиленням солонцевого процесу (рис. 4.2).

Підвищення лужності ґрунту також спостерігається у ксероморфних відмінах, що обумовлюється малою потужністю профілю і наближенням ґрунтоутворюючої породи до поверхні. Зменшення величини рН у напівгідроморфних відмінах можна пояснити утворенням чорних гумінових кислот, які активно мігрують у профілі, взаємодіють з кальцієм і не віддають його під впливом води [72, с. 174-181].

Реакція ґрунтового розчину може змінюватися внаслідок накопичення продуктів розкладу органічних решток, під впливом виділення коренями рослин вуглекислоти і іонів водню, а також при нітрифікуючій діяльності мікроорганізмів. Зміна реакції

ґрунтового розчину в різних ґрунтах є не однаковою: на одних дія підкислюючих чи підлужнюючих речовин буде проявлятися більше, а на других – менше внаслідок різної буферної здатності. Буферність ґрунтів залежить від хімічного складу, ємкості поглинання ґрунтів, складу увібраних катіонів і властивостей ґрунтового розчину.

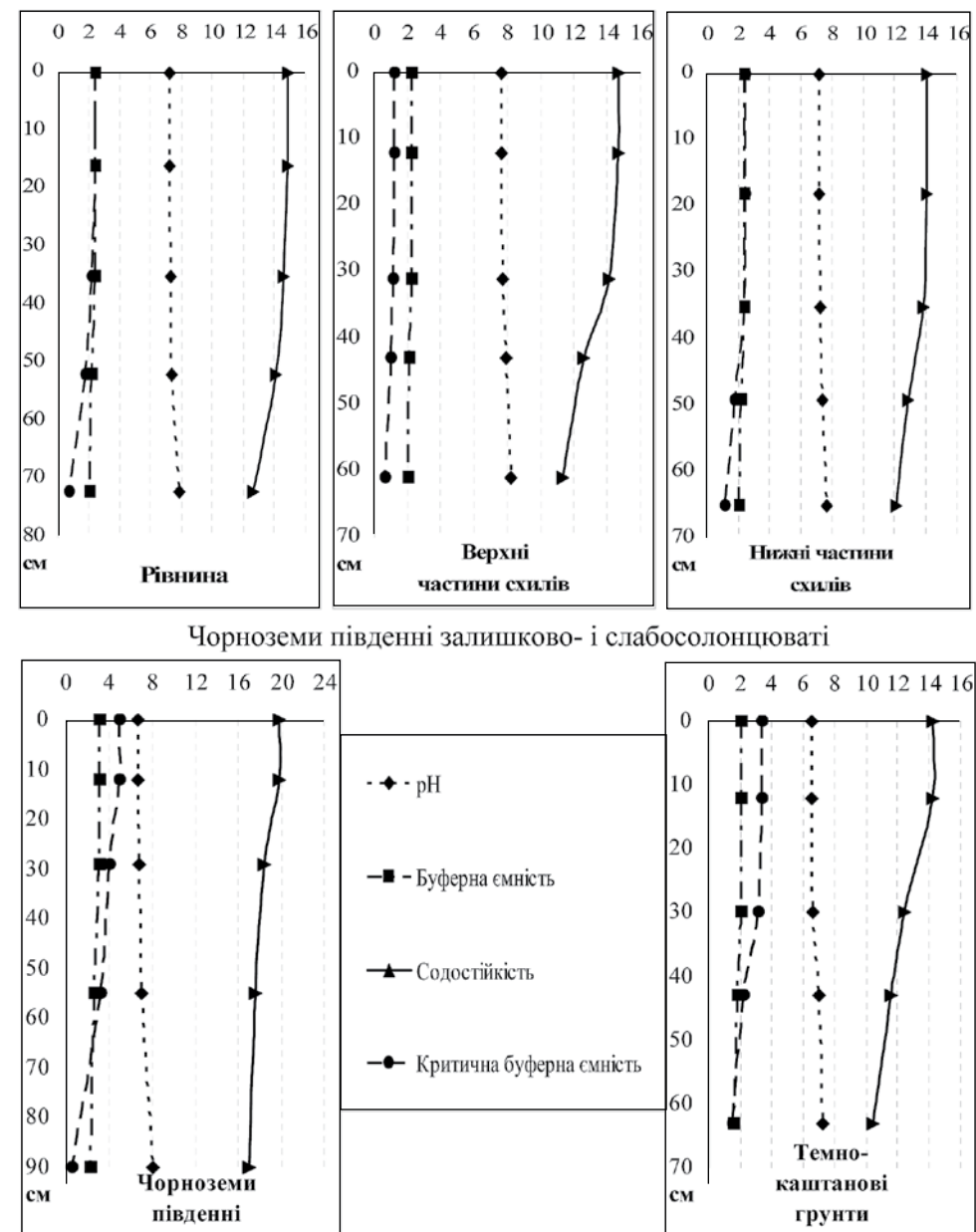


Рис. 4.2. Показники буферних властивостей ґрунтів, мг-екв/100 г ґрунту

Розрізняють буферну здатність ґрунтів проти зміни реакції в сторону підкислення, а також в сторону підлужнення, яка і є характерною для досліджуваних ґрунтів.

Буферні властивості ґрунтового розчину ґрунтів території досліджень пов'язані, головним чином, із буферністю твердої фази ґрунту, з якою розчин знаходиться в стані постійної взаємодії. Найважливішу роль при цьому відіграє вміст вільних карбонатів, а також кількість і склад обмінних катіонів. Буферність досліджуваних ґрунтів також обумовлена присутністю в них буферних систем, представлених сумішшю слабких кислот, зокрема кремнієвої та вуглекислоти, і їх солей. Найбільше значення в буферних властивостях ґрунтового розчину належить системі  $\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ .

Ґрунти на межі середнього і сухого Степу з високим ступенем насиченості основами характеризуються високою буферною здатністю проти підкислення. Досліджувані ґрунти характеризуються також типовою для ґрунтів чорноземного типу буферною ємністю відносно лугу NaOH, яка коливається в межах від 2,07 до 3,08 мг-екв NaOH/100 г ґрунту в орних горизонтах (табл. 4.5). У межах педотопокатен та в широтному аспекті величини буферної ємності змінюються аналогічно показникам рН, тобто більш різко спадають із глибиною із заходу на схід, а також зменшуються в ксероморфних і збільшуються в напівгідроморфних відмінах відповідно (додаток А, табл. А.2).

Ключовим моментом в осолонцюванні ґрунтів, згідно концепції К.К. Гедройця, є утворення соди, яка сприяє появі лужної реакції і спричиняє пептизації колоїдів [105, с. 364]. Сода займає ключове місце і в теорії осолонцювання В.А. Ковди, який вважав, що насичення нею ґрунтового розчину призводить до практично безконкурентного поглинання натрію. Тому навіть при невеликій концентрації соди в розчині можливе насичення натрієм вбирного комплексу [120, с. 344-348].

Ґрунти на межі сухого і середнього Степу характеризуються дуже низькою содостійкістю, яка становить 12,4 – 19,8 мг-екв/100 г ґрунту (табл. 4.5). Очевидно, що цей ефект зумовлено попередньою солончаковою стадією, яку дані ґрунти пережили після останнього льодовикового періоду. Також спостерігається закономірне зменшення содостійкості вниз по профілю, яке внаслідок підвищення інтенсивності солонцевого процесу, стає більш різко диференційованим із заходу на схід (рис 4.2). У цьому ж напрямку виявлено поступове зменшення стійкості до соди, а також її зниження в напівгідроморфних відмінах.

Дослідженнями А.А. Роде та Мс.Кіннеу доведено, що дисоціація вуглецевої кислоти на іони  $\text{H}^+$  і  $\text{CO}_3^{2-}$  починає відбуватися тільки при величині рН 7,2 в дуже незначних

кількостях, а фактично – з рН 8,2. При рН нижче 8,2 вуглекислота дисоціює виключно на іони  $\text{H}^+$  і  $\text{HCO}_3^-$ , що унеможливує утворення соди [121, с. 29-31]. Відповідно до цих даних, нами введено показник критичної буферної ємності, який характеризує ступінь небезпеки содового засолення, тобто кількість лугу, яка потрібна для зміни рН до позначки 8,2. Очевидно, що критична буферна ємність прямо пропорційно залежить від величини рН ґрунту і закономірності її зміни в просторовому аспекті є аналогічними.

Варто зазначити, що буферні властивості ґрунтів смуги переходу від середнього до сухого Степу, на відміну від складу вбирних основ, відзначаються незначною варіабельністю показників (за винятком критичної буферної ємності). Цей факт можна пояснити консервативністю буферних показників, які відображають ґрунтові процеси минулих періодів ґрунтоутворення і повільно змінюються в часі (табл. 4.6).

Отже, фізико-хімічні та буферні властивості досліджуваних ґрунтів визначені не тільки комплексом теперішніх умов ґрунтоутворення і властивостей ґрунтів, але й у великій мірі визначаються реліктовими ознаками, що утворилися на попередніх стадіях ґрунтоутворення.

#### **4.4. Географо-генетичні особливості гумусового стану ґрунтів**

Роль ґрунту в глобальних процесах, що відбуваються в біосфері, основною мірою визначається режимом формування і оновлення різних груп органічної речовини. Тому, органічна речовина ґрунту завжди була в центрі підвищеної уваги різних вчених, як теоретиків, так і практиків. Це пов'язано і з тим, що вона є одним із найважливіших факторів, який визначає властивості ґрунту, зокрема його родючість. Також органічна речовина відіграє роль лімітуючого фактора, який визначає біопродуктивність екосистем; водночас від її складу і динаміки залежать водно-фізичні та фізико-хімічні властивості ґрунту, його буферність та протиерозійна стійкість.

##### **4.4.1. Вміст гумусу та параметри гумусонакопичення**

Головним і специфічним компонентом органічної речовини ґрунту є гумус, тому, що ґрунтоутворення як процес формування ґрунту основним чином обумовлене утворенням і накопиченням гумусових речовин. Природа гумусу і його склад відображають умови ґрунтоутворення, а також і ті глибокі зміни, які відбуваються в ґрунтах внаслідок зміни факторів ґрунтоутворення. Акумуляція в ґрунті органічної речовини в формі гумусу має велике значення, оскільки гумус є резервом поживних речовин, поступове вивільнення яких в процесі його розкладання розглядається як один із най-

важливіших факторів стійкості родючості ґрунтів. Також гумус позитивно впливає на фізичні, фізико-хімічні та біохімічні властивості ґрунтів, створюючи водночас сприятливе для розвитку рослин середовище.

Аналітичній характеристиці гумусу в різних ґрунтах завжди приділялося величезне значення. Не зважаючи на це, питання властивостей гумусу та його динаміки є ще не повністю дослідженим і досі не втратило своєї актуальності. Сучасний етап у вивченні гумусу середнього та південного Степу тісно пов'язаний з дослідженнями І.В. Тюріна [123, 124], М.М.Кононової [125, 126], В.В. Пономарьової і Т.А. Плотнікової [127], Л.Н. Александрової [128], Д.С. Орлова [129, 130] та ін.

Основним процесом, який обумовлює утворення і накопичення гумусу в досліджуваних ґрунтах, є дерново-гумусоакумулятивний. Суть його, як відомо, полягає в акумуляції гумусу з формуванням гумусових горизонтів та накопиченні поживних речовин і біофільних елементів [115, с. 44-50]. Специфічний прояв цього процесу в умовах території досліджень пояснюється рядом причин. Першою з них є особливість біологічного кругообігу речовин під трав'янистою рослинністю. Щорічно з відмерлими частинами рослин у ґрунт потрапляє практично та сама кількість поживних речовин, яка була використана на приріст біомаси, причому більша частина решток надходить не на поверхню ґрунту, а безпосередньо до нього. Другою причиною є особливість гідротермічного режиму, який характеризується чергуванням коротких періодів оптимального зволоження ґрунту (які характеризуються процесами розкладу, гуміфікації та мінералізації органічних решток) з досить тривалими засушливими або холодними (закріплення утворених гумусових речовин у ґрунті та ускладнення їх будови). Третя причина – насиченість ґрунтів кальцієм, що призводить до нейтралізації гумусових кислот та утворення стійких органо-мінеральних сполук. Четвертою причиною є надзвичайно велика в недалекому минулому роль гризунів та безхребетних, які активно перемішували ґрунт, збагачуючи поверхневі горизонти карбонатами, що підсилювало дерновий процес. У таких умовах утворюється “м'який” або мюллевий гумус, що рівномірно вбирається мінеральною частиною ґрунту. У досліджуваних ґрунтах поширений так званий “солодкий” кальцієвий мюль. Для нього характерна нейтральна реакція,  $C:N \approx 10$ , повне включення органічної маси в мінеральний профіль, утворення стійких органо-мінеральних комплексів.

Однією з найважливіших причин накопичення значної кількості гумусу в досліджуваних ґрунтах вважається сповільнення процесів розкладу органічної речовини внаслідок надлишкової кількості карбонатів кальцію і зумовленої їх присутністю луж-

ності ґрунтового розчину. Питання розкладу рослинних залишків і гумусоутворення в присутності значної кількості карбонатів кальцію завжди викликали особливий інтерес у дослідників і на сучасному етапі вивченню цих процесів в експериментальних умовах присвячено низку фундаментальних праць. Підсумовуючи наявні літературні дані, зауважимо, що більшість авторів схиляються до наступних висновків: вуглекислий кальцій прискорює розкладання свіжих рослинних залишків, підсилює процеси гуміфікації, сприяє закріпленню гумусових речовин в ґрунті і, загалом, зумовлює накопичення гумусу в стійкій формі [123, с. 3-10; 125, с. 21-28; 128, с. 135]. Проте, деякі автори підтримуючи в цілому висновки про вирішальний вплив карбонатів кальцію на процеси розкладу органічних решток і гумусоутворення, вказують на переоцінку ролі цього чинника [130, с. 182].

Не зважаючи на однорідність дерново-гумусоакумулятивного процесу на всій території досліджень, спостерігається послаблення гумусонакопичення із півночі на південь та із заходу на схід. Причиною цього є зростаючий дефіцит вологи, малий об'єм фітомаси, яка надходить в ґрунт (через розрідженість рослинного покриву) і ріст чисельності бактеріальної мікрофлори, яка інтенсивно мінералізує органічну частину ґрунту.

Вивченню гумусового стану ґрунтів території досліджень присвячені роботи О.Г. Набоких [7], М.І. Гоголева, Я.М. Біланчина [51], С.Ф. Скорини [22], М.І. Полупана [16, 103], С.П. Позняка [94] та багатьох інших вчених. За їх та нашими даними характерною особливістю досліджуваних ґрунтів є поступове зменшення вмісту гумусу вниз по профілю. Його вміст коливається від 2,12 до 3,55% в орному горизонті, що характеризує дані ґрунти як слабогумусовані. Не зважаючи на наслідки антропогенного впливу, на території досліджень і досі спостерігається поступове зменшення вмісту гумусу із півночі на південь та із заходу на схід. Так у чорноземах південних не солонцюватих вміст гумусу становить 3,55%, а у темно-каштанових слабосолонцюватих – 2,18% (табл. 6.2). Зміни вмісту гумусу, що випадають із зональної закономірності, очевидно обумовлені характером антропогенного навантаження на ґрунт, а не зміною гідротермічних умов. Дуже низькі значення вмісту гумусу характерні для ґрунтів колишніх колгоспних земель, де проходила значна втрата органіки з урожаєм сільськогосподарських культур, що в свою чергу зумовило дефіцитний баланс гумусу. Підвищений вміст гумусу пояснюється високою культурою ведення землеробства на присадибних ділянках, а також багаторічним не використанням земель внаслідок розпаду колгоспно-радгоспної системи.

Окремої уваги заслуговує розподіл вмісту гумусу в межах педотопокатен території досліджень. Спостерігається зменшення (подекуди значне) гумусу в слабксероморфних та слабоеродованих ґрунтах і його збільшення в напівгідроморфних намитих відмінах (додаток Б, табл. Б.1, Б.2). Таким чином, враховуючи катенарне розташування, внаслідок переважання на території дослідження довгих прямих схилів увігнутої та опукло-увігнутої форми, у структурі ґрунтового покриву території досліджень можна виділити чотири групи ґрунтів:

- Фонові ґрунти (чорноземи південні залишково- і слабосолонцюваті), які утворилися на вузьких вододілах та широких плакорних ділянках і є характерними для даної місцевості;
- Ґрунти, поширені на виположених нижніх частинах схилів, тальвегах лощин, що зазнають додаткового зволоження за рахунок поверхневого стоку. Вони мають підвищений вміст гумусу в орному шарі та відносно більшу потужність профілю. За походженням такі ґрунти ідентичні фоновим ґрунтам, але за рахунок кращого вологозабезпечення віднесенні до напівгідроморфних – лучнувато-чорноземних;
- Ґрунти, що розташовані в нижній третині схилу, і, внаслідок транзитного переносу ґрунтової маси вниз по схилу, зберігають параметри аналогічні фоновим;
- Слабксероморфні та слабоеродовані ґрунти, які характеризуються погіршенням умов вологозабезпечення і еродованістю, у зв'язку з розміщенням на відносно крутих схилах, верхніх частинах та вершинах схилів. Вони відзначаються пониженим вмістом гумусу і зменшенням потужності гумусованого профілю.

Згідно з проведеними дослідженнями в фонових та близьких до них за властивостями ґрунтах зменшення вмісту гумусу при переході від горизонту Нор. до Н (а подекуди від Н до Нр) відбувається дещо стрибкоподібно (на 0,3-1,0%). Проте такий перехід за вмістом гумусу для еродованих та ксероморфних відмін не можна вважати різким (0,1-0,3%), оскільки із збільшенням ступеня еродованості та ксероморфності вміст гумусу у верхньому горизонті зменшується, що нівелює різницю у вмісті гумусу верхнього і нижнього горизонтів. Також унаслідок площинної водної ерозії та дефляції на схилах досліджувані ґрунти втрачають верхній найбільш гумусований горизонт. Зокрема, змиваються найбільш гумусовані ґрунтові мікроагрегати, що зумовлено їх меншою масою (табл. 4.7, додаток Б, табл. Б.2).

Показники гумусового стану ґрунтів<sup>1</sup>

Показник	Чорноземи південні не солонцюваті	Чорноземи південні залишково- і слабо- солонцюваті			Темно- каштанові слабо- солонцюваті ґрунти
		Рівнина	Верхня частина схилу	Нижня частина схилу	
Гумус, %	3,55	<u>2,95</u> 2,51-3,28	<u>2,54</u> 2,23-3,14	<u>2,82</u> 2,44-3,65	2,18
C <sub>гк</sub> , %	0,80	<u>0,70</u> 0,61-0,83	<u>0,54</u> 0,44-0,64	<u>0,69</u> 0,44-0,90	0,56
C <sub>фк</sub> , %	0,36	<u>0,40</u> 0,33-0,46	<u>0,29</u> 0,25-0,24	<u>0,41</u> 0,28-0,52	0,37
C <sub>гк</sub> :C <sub>фк</sub>	2,22	<u>1,75</u> 1,44-1,97	<u>1,83</u> 1,69-2,00	<u>1,70</u> 1,45-1,86	1,52
Ступінь гуміфікації, %	39	<u>41</u> 31-47	<u>37</u> 32-44	<u>42</u> 34-47	44
Водорозчинний гумус, %	0,115	<u>0,075</u> 0,059-0,09	<u>0,042</u> 0,035-0,072	<u>0,092</u> 0,07-0,124	0,062

Примітка.

<sup>1</sup> Чисельник – середні значення;  
знаменник – граничні величини

Інтегральним показником ґрунтоутворення, як екологічно детермінованої функції клімату, рослинності, літогранулометрії, орографії та інших ґрунтоутворюючих факторів та чинників, є нагромадження гумусу. Загальні запаси гумусу в ґрунтовому профілі визначаються типом ґрунтоутворення, а в його межах – зволоженням, орографічним положенням та гранулометричним складом. За даними багатьох науковців у загальних рисах простежується закономірність вмісту гумусу в ґрунтах різних типів ґрунтоутворення, проте визначити діагностичні показники зональних типів ґрунтоутворення за абсолютним вмістом гумусу неможливо. Це пов'язано із дуже сильною диференціацією вмісту фізичної глини та кліматичних показників в географічному аспекті. Водночас встановлено, що показники ГТК<sub>v-ix</sub>, кількість опадів за холодний період, їх засвоєння ґрунтом, а також вміст фізичної глини визначають енергетику ґрунтоутворення через вміст гумусу як у верхній частині профілю, так і у всій його товщі. Враховуючи вищезазначені закономірності Полупаном М.І. запропоновано показники накопичення гумусу: коефіцієнт профільного нагромадження гумусу (КПНГ), який представляє собою співвідношення між вмістом гумусу в профілі та кількістю фізичної глини в ньому, і коефіцієнт відносної акумуляції гумусу (КВАГ) – співвідношення між вмістом

гумусу і фізичної глини в шарі 0-30 см віднесене до 10% останньої [16, с. 17].

В зональному аспекті кожний ґрунтовий тип характеризується певним набором та якісним складом генетичних горизонтів і характерними параметрами інтенсивності профільного гумусонакопичення (через показник КПНГ). В свою чергу, показник КВАГ відображає інтенсивність накопичення гумусу в тридцятисантиметровому шарі кожного типу ґрунту, в залежності від кількості зволоження за теплий період. Тому, М.І. Полупаном запропоновано використовувати КПНГ в якості діагностичного показника для визначення генетичного статусу ґрунтів, а показник КВАГ – як індикатор ресурсів води і тепла у вегетаційний період.

У ґрунтах смуги переходу від середнього до сухого Степу не спостерігається закономірної зональної зміни параметрів КПНГ, проте зафіксована чітка диференціація величини цього показника в межах педотопокатен. Так ґрунти верхніх частин схилів характеризуються значно меншими показниками КПНГ, аніж ґрунти інших катенарних рівнів, що чітко вказує на розвиток процесів ксероморфізму. Аналогічною є і зміна величин КВАГ, які окрім цього закономірно зменшуються із півночі на південь та із заходу на схід, що є індикатором підвищення посушливості клімату. Але, водночас, не спостерігається кореляції між показниками КВАГ і КПНГ, що визначені для типових та видових таксономічних рівнів. Так напівгідроморфні відміни чорноземів південних характеризуються величинами КПНГ, які характерні для чорноземів звичайних, а показники КВАГ для слабксероморфних відмін властиві фоновим ґрунтам. Проте, не зважаючи на вищезазначені неточності, показники гумусонакопичення досліджуваних ґрунтів вказують на їх приналежність до типу чорноземів південних, морфологічна неоднорідність яких спричинена різними умовами зволоження (додаток Б, табл. Б.1).

#### 4.4.2. Якісний склад гумусу та його особливості

Одним з основних аспектів при дослідженні гумусового стану ґрунтів є вивчення якісного складу гумусу, що має не тільки теоретичне, а й велике практичне значення. Доведено, що природа, властивості гумусових речовин та якісний склад гумусу тісно пов'язані з особливостями генези ґрунтів. Таким чином, вивчення якісного складу органічної речовини має надзвичайно важливе значення для класифікації та діагностики ґрунтів. Якість гумусу оцінюють показниками ступеня гуміфікації, результатами групового та фракційного складу, а також природою гумінових кислот.

Специфічний склад гумусу є однією з найбільш характерних ознак ґрунтів на межі середнього та сухого Степу. Агрономічна цінність гумусу значною мірою визначається співвідношенням в ньому гумінових і фульвокислот, тому найбільш інформативним

показником, не зважаючи на всю його умовність, є відношення кількості вуглецю гумінових кислот до кількості вуглецю в складі фульвокислот ( $C_{гк}:C_{фк}$ ). Цей показник відображає зрілість ґрунту і є максимальним в ґрунтах із найбільшою біологічною активністю. Ґрунти з найбільшою величиною  $C_{гк}:C_{фк}$  є найпродуктивнішими, вони найбільш стійкі до ерозії, дефляції, здатні нівелювати токсичний вплив забруднюючих речовин [130, с. 184].

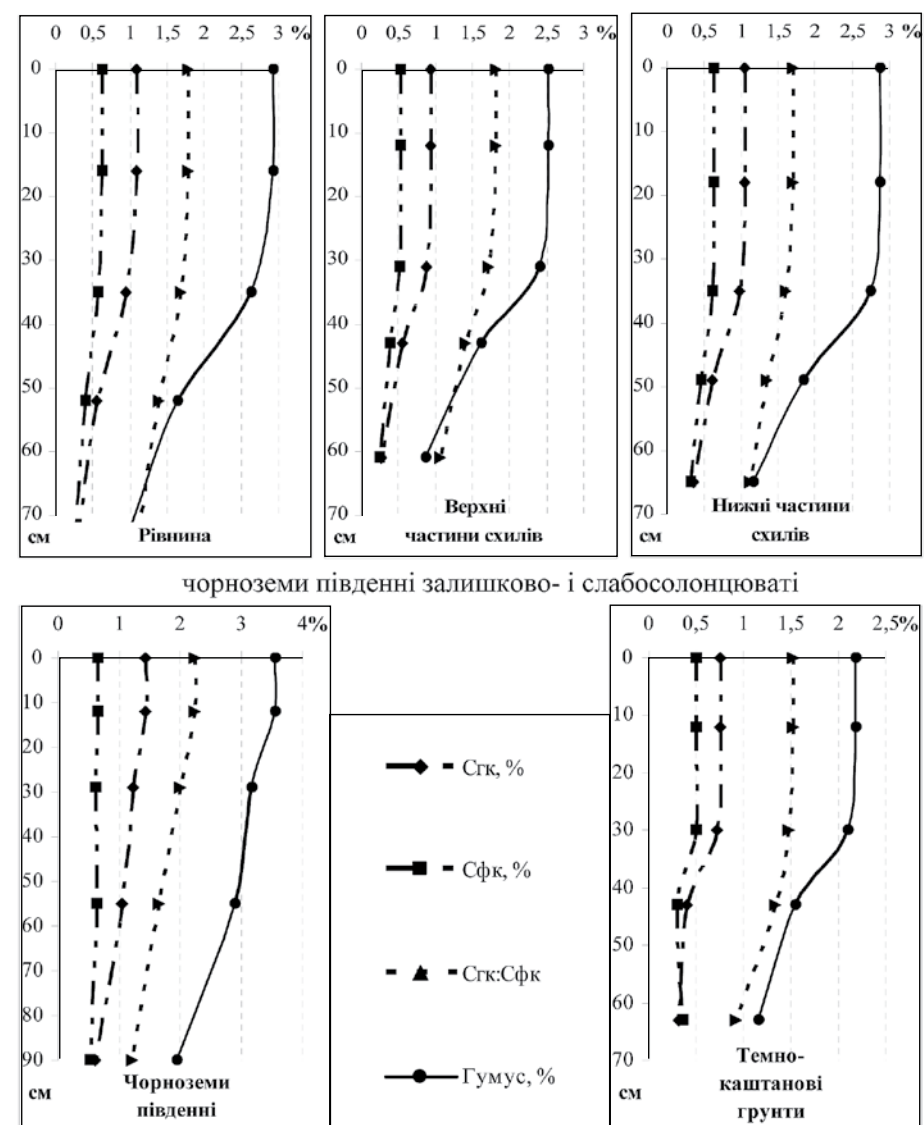


Рис. 4.3. Зміна показників гумусового стану по профілю ґрунтів

У гумусових горизонтах автоморфних ґрунтів континентальної фації помірного поясу величина відношення вмісту гумінових до фульвокислот чітко корелює з тривалістю періоду біологічної активності. Це знайшло своє відображення в закономірному звуженні  $C_{гк}:C_{фк}$  із заходу на схід, а подекуди з півночі на південь (1,42-2,22). За показниками гумусового стану, запропонованими Грішиною і Орловим [129, с. 276-277], тип гумусу досліджуваних ґрунтів визначається як фульватно-гуматний, або гуматний (табл. 4.7). Гумус середньої та нижньої частини профілю якісно відрізняється від гумусу верхніх горизонтів, що відображається поступовим зменшенням суми гумінових кислот і накопиченням фульвокислот. Такі процеси зумовлені переміщенням рухомих фракцій фульвокислот із гумусового горизонту в глибину профілю, відповідно до яких звужується співвідношення  $C_{гк}:C_{фк}$  (рис. 4.3).

У межах катен також спостерігаються неоднозначні закономірності в розподілі вмісту гумінових та фульвокислот. Так у слабксероморфних ґрунтах верхніх частин схилів співвідношення  $C_{гк}:C_{фк}$  дещо ширше аніж в ґрунтах плакорів та нижніх рівнів катен. Це можна пояснити змиванням більш рухомих сполук фульвокислот униз по схилу, а також більш сприятливими умовами для зв'язування гумінових кислот із мінеральною частиною ґрунту (додаток Б, табл. Б.2).

Також очевидно, що на стан групового складу гумусу ґрунтів території досліджень значним чином впливає обробіток ґрунту. Глибока оранка, сприяючи покращенню аерації і посилюючи процеси розкладу органічних речовин, призводить до їх посиленої мінералізації. Внесення органічних та мінеральних добрив та глибока оранка призводять до утворення переважно гумінових кислот і сприяє розширенню співвідношення  $C_{гк}:C_{фк}$  [131, с. 101].

Важливим показником гумусового стану ґрунтів є ступінь гуміфікації, який характеризує вміст гуміфікованого матеріалу в складі органічної речовини і обчислюється як відношення вмісту гумінових кислот до загального вмісту вуглецю в ґрунті. Цей показник є дещо умовним, оскільки гуміфіковані компоненти являють собою не тільки гумінові кислоти, проте експериментального методу визначення цього показника поки що не існує. Ступінь гуміфікації органічної речовини досліджуваних ґрунтів є високим і дуже високим (31-47%) у всьому профілі, за винятком окремих горизонтів Ph, в яких він становить менше 30% і характеризується як середній (табл. 4.7).

Як і вміст гумусу ступінь гуміфікації в ґрунтах території досліджень поступово зменшується із глибиною, проте із заходу на схід зміна цього показника в ґрунтово-

му профілі проходить більш різко. Це пояснюється зональним зменшенням кількості опадів, внаслідок чого більш гуміфіковані речовини вимиваються на меншу глибину (рис. 4.3). Також заслуговує уваги збільшення ступеня гуміфікації в слабксероморфних слабоеродованих ґрунтах верхніх частин схилів порівняно із ґрунтами, що знаходяться на нижчих гіпсометричних рівнях. Така закономірність є функцією збільшення вмісту фульвокислот у ґрунтах нижніх частин схилів, наслідком чого є зменшення відношення вуглецю гумінових кислот до його загального вмісту (табл. 4.7, додаток Б, табл. Б.2).

Варто зазначити також середні значення мінливості показників гумусового стану ґрунтів території досліджень. Характерною їх особливістю є збільшення варіації в більш гумусованих ґрунтах і її зменшення в ксероморфних еродованих відмінах, що можна пояснити наявністю певної межі дегуміфікації до якої наблизилися дані ґрунти (табл. 4.8).

Чимало науковців пов'язують зміни властивостей та окремих агрономічних показників ґрунту в основному з кількісними змінами гумусу [132, с. 196-212; 133, с. 51-68]. У публікаціях зустрічаються також повідомлення, в яких дослідники співвідносять ці зміни з якістю гумусових речовин [134, с. 9-15; 135, с. 26-36]. Причому якість гумусу частіше розглядається з хімічних позицій [136, с. 61] і основна увага приділяється найактивнішій частині ґрунтової органічної речовини – водорозчинному гумусу [134, с. 9-15; 135, с. 26-36; 137, с. 155-159; 138, с. 89-96].

В останній час проблема водорозчинного (активного, лабільного, колоїдного) гумусу все більше притягує до себе увагу дослідників. Поняття про активний та пасивний гумус було у свій час розроблене О.Н. Соколовським, який писав так: “Яким би не був хімічний склад гумусу, основною його характеристикою є колоїдність, бо саме з цим зв'язані і фізичні і хімічні властивості ґрунту”. За його твердженням активний гумус – це частина гумусу, що переходить у псевдорозчин (золь) після заміни в ґрунті активного кальцію натрієм. Активним його називають тому, що він є легко рухливим і його висока розчинність – чутливий показник змін насиченості ґрунту кальцієм. У процесі свого розвитку активний гумус цементує ґрунтові частки і є активним фактором формування структури ґрунту. Із зменшенням насиченості кальцієм активний гумус у тій чи іншій мірі пептизується і переходить у псевдорозчин. Одночасно з цим проходить і руйнування структури [117, с. 214].



Таблиця 4.8

## Статистична оцінка мінливості показників гумусового стану ґрунтів

Показник	У. з.*	n	x	S	Sx	Sx, %	V, %
Гумус, %	1	13	2,95	0,23	0,18	6,10	7,64
	2	12	2,54	0,26	0,19	7,61	10,43
	3	11	2,82	0,43	0,37	13,06	15,25
C <sub>тк</sub> , %	1	13	0,70	0,09	0,06	8,57	12,58
	2	12	0,54	0,06	0,05	9,20	11,45
	3	11	0,69	0,13	0,10	14,89	18,20
C <sub>фк</sub> , %	1	13	0,40	0,03	0,02	5,00	7,99
	2	12	0,29	0,03	0,02	7,41	9,33
	3	11	0,41	0,07	0,06	15,08	17,62
C <sub>тк</sub> :C <sub>фк</sub>	1	13	1,75	0,15	0,12	6,94	8,66
	2	12	1,83	0,10	0,08	4,51	5,53
	3	11	1,70	0,12	0,10	6,10	6,96
Ступінь гуміфікації, %	1	13	41	4,80	3,85	9,38	11,70
	2	12	37	3,82	3,01	8,14	10,45
	3	11	42	3,82	3,00	7,14	9,09
Водорозчинний гумус, %	1	13	0,075	0,01	0,006	8,00	12,00
	2	12	0,042	0,01	0,009	20,31	35,10
	3	11	0,092	0,02	0,016	17,19	22,83

## Примітки:

\* Умови залягання: 1 – плакори; 2 – верхні частини схилів; 3 – нижні частини схилів

n – кількість розрізів; x – середнє значення; S – квадратичне відхилення; Sx – абсолютна похибка; Sx, % – відносна похибка; V, % – коефіцієнт варіації

Використання ґрунтів для потреб сільського господарства неминує призводить до зміни кількості та якості органічної речовини, що в свою чергу зумовлює погіршення показників фізичних та фізико-хімічних властивостей ґрунтів. Поєднання цих процесів спричиняє зниженню потенційної продуктивності ґрунтів та інтенсифікацію дегуміфікації. Оскільки ці зміни відбуваються у ґрунті поступово, вони звичайно не діагностуються під час одноразових чи короткотермінових досліджень. Тому для оцінки якості ґрунтів є доцільним використання чутливих індикаторів ранніх змін в органічній речовині ґрунту, одним з яких і є вміст лабільного (активного, колоїдного, водорозчинного) гумусу. Запаси лабільного гумусу характеризує кількість органічного вуглецю, доступного для використання ґрунтовими мікроорганізмами. Саме лабільний гумус впливає на процеси мінералізації, може лімітувати процеси катаболізму органічної речовини та зумовлює інтенсивність гетеротрофного дихання ґрунтів. Достовірним показником оцінки лабільного гумусу вважають вміст водорозчинного

органічного вуглецю, що формально розглядається як пул низькомолекулярних сполук різної природи розміром менше 0,45 мкм (аміноцукри, феноли, фульво- та гумінові кислоти), які утворюються на ранніх стадіях розкладу рослинної та мікробної біомаси, або надходять з кореневими виділеннями [138, с. 89-96]. Сполуки, які належать до складу водорозчинного гумусу, відіграють важливу роль у функціонуванні наземних екосистем, зокрема, у формуванні хімічного складу ґрунтів, перенесення обмінних форм макро- та мікроелементів. Вони є субстратом для функціонування ґрунтової мікрофлори та росту корневих систем вищих рослин. Хоча вміст водорозчинного гумусу становить лише 0,3-1,0% від загального гумусу, він володіє значною міграційною здатністю, швидко мінералізується, відіграючи важливу роль у внутріґрунтових процесах. Нами визначалася фракція водорозчинного гумусу, яка екстрагується гарячою водою і до якої входять вуглець мікробної біомаси та прості органічні сполуки вуглецю, що гідролізуються або деполімеризуються в умовах водної витяжки. Деякими науковцями встановлено тісну кореляцію між вмістом цієї фракції та емісією C-CO<sub>2</sub>, а також інтенсивністю нітрифікації, що вказує на її значення у процесах мінералізації органічної речовини. Отже, ця фракція може використовуватися як один із індикаторів стану органічної речовини ґрунтів у наземних екосистемах [136 - 138].

Встановлено, що ґрунти в смузі переходу від середнього до сухого Степу істотно відрізняються за вмістом водорозчинного гумусу, причому різниця між ґрунтами різних рівнів педотопокатен та ґрунтових типів є доволі значною (2-3 рази). Найбільший вміст активного гумусу спостерігається в чорноземах південних не солонцюватих і в ґрунтах нижніх частин схилів та тальвегів лощин (0,08-0,124%), а найменший – в темно-каштанових ґрунтах та слабксероморфних слабоеродованих чорноземах південних верхніх частин схилів (0,035-0,062%) (табл. 4.7, додаток Б, табл. Б.2).

У той час, як на величину інертної частини органічної речовини ґрунту впливають гранулометричний склад, середньорічні температури, рівень ґрунтових вод, то на її рухому частину – розчленованість рельєфу, кількість і якість рослинних решток, кількість опадів, тип землекористування, система внесення мінеральних та органічних добрив. Оптимальним діапазоном запасів лабільного гумусу вважають кількість, яка забезпечує достатню основу для формування первинної продукції наземних екосистем і запобігає втратам гумусу за рахунок внутріґрунтового чи поверхневого стоку внаслідок тривалих та інтенсивних атмосферних опадів або танення снігового покриву [138, с. 89-96].

Користуючись шкалою забезпеченості суглинкових ґрунтів фракцією водорозчинного гумусу за відсутності впливу ґрунтових вод, запропонованої Е. Шульцом та М. Кершесом [139, с. 890-894], ґрунти території досліджень було зараховано до трьох груп:

- із середнім вмістом водорозчинного гумусу, який є меншим від оптимального діапазону в 1,5-2,5 рази (в основному слабксероморфні слабо еродовані ґрунти верхніх частин схилів) і становить 0,03-0,06%;
- з оптимальним вмістом (0,06-0,08%) водорозчинного гумусу (ґрунти плакорів, середніх та подекуди нижніх частин схилів, а також землі, які на даний час не використовуються у сільському господарстві);
- з величинами вмісту водорозчинного гумусу, які перевищують оптимальні в 1,2-1,5 рази (ґрунти нижніх частин схилів та тальвегів лощин) і становить 0,08-0,13%.

Вміст водорозчинного гумусу є індикатором кількості лабільного вуглецю, про що свідчить виявлений науковцями його тісний взаємозв'язок з вмістом мікробної біомаси та її метаболічною активністю щодо мінералізації органічних сполук. Встановлення зменшення запасів водорозчинного гумусу менше від оптимальних значень є достовірним способом ранньої діагностики деградації ґрунтів і прогресуючого зменшення запасів органічної речовини [138, с. 89-96].

Для ґрунтів території досліджень встановлено взаємозв'язок між вмістом водорозчинного гумусу та іншими фізико-хімічними властивостями ґрунтів: величиною рН ( $r = -0,60$ ), буферною ємністю ( $r = 0,61$ ), оптичними властивостями ( $r = 0,55-0,65$ ). У той же час взаємозв'язок між цими величинами і загальним вмістом гумусу практично відсутній, що підтверджує найбільший вплив на властивості ґрунту саме фракції водорозчинного гумусу. Коефіцієнти кореляції між вмістом водорозчинного та загального гумусу ( $r = 0,65$ ), а також вмістом гумінових кислот ( $r = 0,55$ ) свідчать про те, що в досліджуваних ґрунтах карбогідрати (які становлять понад 40-50% вмісту водорозчинного гумусу) є одним із важливих джерел синтезу гумінових кислот як найстабільнішої частини органічної речовини. Проте залежність вмісту фульвокислот від водорозчинного гумусу ( $r = 0,63$ ) підтверджує значний вміст у ньому саме цієї групи гумусових речовин, що є однією із причин зниження ступеня гуміфікації та содостійкості в ґрунтах нижніх рівнів педотопокатен.

Зменшення вмісту водорозчинного гумусу в ґрунтах території досліджень указує на те, що сучасні системи сільського господарювання на межі середнього і сухого Сте-

пу зумовлюють інтенсифікацію процесів дегуміфікації за рахунок активізації ерозійних процесів, а також посиленої мінералізації органічної речовини ґрунтів. Особливо це помітно при щорічному відвальному обробітку орних земель та недостатній компенсації основних органогенних елементів за рахунок органічних решток та добрив рослинного чи тваринного походження. Разом з цими процесами відбувається і зменшення активності зоо- та мікробоценозу, що зумовлено як екофізіологічними (недостача легкодоступного енергетичного субстрату через те, що в ґрунтах верхніх частин схилів залишаються найстійкіші до розкладу компоненти органічної речовини), так і агрофізичними (зміна агрегатно-структурного стану ґрунту, його ущільнення та зміна окисно-відновного потенціалу) і спричиняє утворення біологічно слабоактивного гумусового горизонту.

Базуючись на літературних даних, можна спрогнозувати, що зменшення вмісту водорозчинного гумусу від його оптимальних значень в ґрунтах території досліджень, за умов збереження сучасної інтенсивності сільськогосподарського використання, може становити загрозу для зменшення запасів гумусу і природної родючості ґрунтів. Оскільки встановлено, що водою екстрагуються не тільки лабільний гумус, а й практично всі доступні для рослин елементи живлення, то можна стверджувати, що внаслідок екстенсивного сільськогосподарського використання ґрунти території досліджень також збіднюються і рухомими формами азоту та фосфору. Отже, інтенсифікація процесів ерозії, внаслідок інтенсифікації сільського господарства, може становити істотний ризик для довкілля через імовірність вилуговування чи вимивання поживних елементів в ґрунтові та поверхневі води. З огляду на це, забезпечення умов для збереження оптимальних величин водорозчинної органічної речовини повинно бути в центрі уваги при розробці як протиерозійних заходів, так і при впровадженні збалансованого землекористування.

#### **4.4.3. Оптичні властивості та поріг коагуляції гумінових кислот ґрунтів**

Гумусові речовини різних ґрунтових типів та різних ґрунтових горизонтів характеризуються неоднаковим забарвленням, що є наслідком різних умов поглинання світлових хвиль. Згідно з сучасними уявленнями колір гумінових кислот і, відповідно, характер їх електронних спектрів зумовлені розвинутою системою подвійних вуглецевих зв'язків. У таких ланцюгах одинарні вуглецеві зв'язки чергуються із подвійними. Внаслідок цього одна частина ланцюга в молекулах гумусових кислот являє собою циклічні системи, а друга – аліфатичні ланцюги або мостики, що зв'язують вищезазначені циклічні структури [128, с. 214; 129, с. 216-223].

Вивчення оптичних властивостей гумінових кислот (ГК) були започатковані ще 80-90 рр. тому (І.Л. Жолцінський), але для характеристики гумусових речовин спектрофотометричні виміри виявилися ефективними тільки після опублікування оригінальних робіт М.М. Конової [125] і Н.П. Бельчикової [140], які показали чітку залежність між оптичними властивостями гумінових кислот і умовами їх утворення. У теперішній час аналіз спектрів поглинання гумусових речовин застосовують:

1. Для порівняльної характеристики гумусових речовин (Х. Клейст, Д. Мюкке, Д.С. Орлов, С.Н. Альшин, К. Кумада, О. Сато та ін.);
2. Як метод вивчення складу і властивостей гумінових і фульвокислот (Д. Мак Граф, М. Анджеевські, С. Куватсука, Н.А. Михайлова та ін.);
3. Для швидкого кількісного визначення вмісту гумінових кислот і фульвокислот у ґрунтах (Б. Сангер, Т.А. Плотникова, В.В. Пономарьова та ін.);
4. В експериментальних роботах для контролю за розчинністю гумінових кислот, умовами їх розкладу, утворенням сполук з катіонами металів і т.п. (М.А. Менковський, Л.В. Петровська, Т. Судзукі та ін.).

Як було зазначено вище, тільки після робіт М.М. Конової та Н.П. Бельчикової, які встановили закономірності зміни гумінових кислот в зонально-генетичному аспекті, вимірювання оптичних щільностей гумінових кислот стало одним із найважливіших прийомів під час ґрунтово-генетичних досліджень, а послідовність коефіцієнтів екстинції в ряді широтної зональності ґрунтів стала майже еталонною. Але при цьому мало уваги приділяється провінціальним особливостям ГК і варіюванню їх оптичних властивостей у межах ґрунтів одного типу (контуру, ландшафту, катени) та в межах ґрунтового профілю, хоча варіація коефіцієнтів екстинції й вплив місцевих умов можуть деколи створювати значно більший вплив на оптичні властивості ГК, ніж особливості гуміфікації в ґрунтах різних типів [130, с. 287].

Загальноприйнятим є те, що оптична щільність гумінових кислот характеризує співвідношення між молекулами ароматичних і аліфатичних структур, ступінь конденсованості ароматичного ядра, відображає ґрунтово-кліматичні умови ґрунтоутворення й гідрофільність, рухомість гумусових речовин та їх схильність до утворення комплексних сполук. Проте ці положення базуються на двох припущеннях, правдивість яких досі не доведена: прийнято, що бокові ланцюги не беруть участі в поглинанні світла і, що коефіцієнти поглинання самих ядер для всіх гумінових кислот однакові. На характер спектру поглинання й інтенсивність забарвлення також впливають електроннодонорні (аміногрупа, оксигрупа) і електроннофільні (карбоксыльна група)

замінники. Вони можуть викликати зміщення максимуму поглинання в область довгих хвиль (бахромний ефект) і підвищити показники оптичної щільності. Гумінові кислоти різних ґрунтів не однакові за ступенем окисленості, і тому зміну інтенсивності їх забарвлення слід розглядати як сумарний вплив довжини аліфатичних ланцюгів і кисневмісних замінників. Характерним є те, що найбільш інтенсивно забарвлені гумінові кислоти чорноземів, яким властива як найбільш розвинута система подвійних вуглецевих зв'язків, так і найвищий ступінь окисленості [141, с. 43].

Дослідженню оптичних щільностей гумінових кислот чорноземів південних та темно-каштанових ґрунтів присвячені роботи М.М. Конової [125], Т.О. Плотникової [127], Н.П. Бельчикової [140], В.В. Пономарьової [127], Д.С. Орлова [130] та інших дослідників. Порівнюючи величини оптичної щільності гумінових кислот отримані нами з даними Н.П. Бельчикової та Т.А. Плотникової, варто зазначити, що ґрунти території досліджень характеризуються чорноземоподібним характером кривих спектру поглинання. З наведених даних видно, що ґрунти в смузі переходу від середнього до сухого Степу характеризуються високою оптичною щільністю, очевидно, внаслідок переважаючого в їхньому складі чорних гумінових кислот. За М.М. Коновою висока оптична щільність гумінових кислот є показником значної конденсованості їх ароматичного ядра і невеликого вмісту в їх молекулах бокових радикалів, що несуть гідрофільні групи [126, с. 241]. Очевидно, умови ґрунтоутворення на території дослідження, зокрема, обмежена кількість опадів у літній період і нейтральна або слаболужна реакція ґрунтового розчину сприяють утворенню складних форм гумінових кислот.

Проте оптична щільність ГК ґрунтів, що розташовані на верхніх частинах схилів, є нижчою. Це свідчить про вищий вміст бурих гумінових кислот, що наближає дані ґрунти до темно-каштанових. Також причиною зниження оптичної щільності цих ґрунтів може бути вміст більш молодих ГК, що характеризуються спрощеною будовою або продуктів відщеплення від них, які близькі за своїми властивостями до фульвокислот. Спостерігається й зменшення оптичної щільності ГК із півночі на південь та з заходу на схід (додаток Б, табл. Б.3). Це пояснюється збільшенням вмісту бурих гумінових кислот в темно-каштанових ґрунтах, на що звертав увагу у своїх працях Д.С. Орлов [129, с. 278-279]. Важливим є й порівняльне співставлення величин оптичної щільності ГК усього ґрунтового профілю у вигляді профільної кривої. Так, у нижній частині ґрунтового профілю оптична щільність ГК помітно знижується внаслідок того, що, імовірно, сюди мігрують із верхніх горизонтів більш лабільні ГК спрощеної будови і

продукти відщеплення від них, які близькі за своїми властивостями до фульвокислот. Низькі показники оптичної щільності ГК у нижній частині профілю досліджуваних ґрунтів свідчать про їхній генетичний зв'язок з фульвокислотами й про можливість існування між ними перехідних форм (рис. 4.4).

Також особливо інформативним є співставлення характеру кривих спектрів поглинання ГК ґрунтів різних рівнів педотопокатен території

досліджень. У ґрунтах вододілів і нижніх частин схилів з найбільшою оптичною щільністю криві спектрів поглинання мають більш пологий нахил, а в ґрунтах верхніх частин схилів ці криві є дещо крутішими, що свідчить про більший вміст бурих гумінових кислот. Усі спектри поглинання не мають стандартного безперервного плавного протікання. Відзначається наявність невеликих максимумів в області 430-485 нм (для ґрунтів нижніх частин схилів і вододілів) і 485 нм (для ґрунтів верхніх частин схилів). Це можна пояснити переважанням у складі мікрофлори зелених і синьо-зелених водоростей, а початок максимуму в синьо-зеленій частині спектру свідчить про вищий вміст водоростей даного типу в ґрунтах плакорів і нижніх частин схилів [142, с. 63-72], що наближає їх до чорноземів південних (рис. 4.5).

Для порівняльної характеристики оптичних властивостей ГК також використовується співставлення коефіцієнтів оптичної щільності (екстинції) або інтенсивності поглинання світла (E) при довжинах хвиль 485 і 690 нм (коефіцієнт забарвленості), що може бути прийняте в якості показника ступеня конденсованості ароматичного ядра і аліфатичних структур. Широке відношення цих величин свідчить про переважання в молекулах ГК аліфатичних груп. З наведених даних видно, що найбільш широке співвідношення  $E_{485}$  до  $E_{690}$  спостерігається в ґрунтах верхніх частин схилів і є показником більш слабкої конденсованості ароматичного ядра гумінових кислот цих ґрунтів внаслідок умов, створених недостатнім зволоженням. Більш вузьке співвідношення коефіцієнтів оптичної щільності, що відмічається в ГК ґрунтів вододілів і нижніх частин схилів, можна пояснити більш глибокими і інтенсивними процесами гуміфікації. Зменшення коефіцієнтів забарвленості у ґрунтах вододілів і нижніх частин схилів засвідчує зростання “зрілості” ГК цих ґрунтів, кращу структурованість їхніх молекул, а вищі значення цих показників в ґрунтах верхніх частин схилів пояснюється новоутворенням менш “зрілих” ГК. Також спостерігається чітка закономірність збільшення відношення  $E_{485}$  до  $E_{690}$  із півночі на південь та в широтному простяганні в напрямку переходу від чорноземів південних до темно-каштанових ґрунтів (табл. 4.8).

Показники оптичних властивостей ґрунтів<sup>1</sup>

Показник	Чорноземи південні не солонцюваті	Чорноземи південні залишково-солонцюваті			Темно-каштанові слабо-солонцюваті ґрунти	
		рівнина	Верхня частина схилу	Нижня частина схилу		
$E_{430}^2$	24,589	<u>20,150</u> 17,515-24,795	<u>17,639</u> 15,728-20,140	<u>21,553</u> 17,882-25,265	16,132	
$E_{485}^3$	20,514	<u>16,106</u> 13,662-20,353	<u>13,050</u> 12,125-16,581	<u>17,235</u> 14,206-20,471	12,963	
$E_{690}^4$	7,721	<u>4,840</u> 3,735-6,338	<u>3,367</u> 2,257-4,985	<u>5,785</u> 4,243-8,029	3,412	
$E_4^{0,001^5}$	0,151	<u>0,119</u> 0,100-0,149	<u>0,096</u> 0,089-0,122	<u>0,127</u> 0,104-0,150	0,090	
$E_4/E_6$	2,657	<u>3,341</u> 3,011-3,640	<u>4,001</u> 3,231-5,381	<u>3,034</u> 2,458-3,499	4,116	
$K_{ст}^6$	20,543	<u>10,871</u> 7,725-14,569	<u>8,232</u> 5,647-11,170	<u>12,330</u> 9,097-17,601	5,957	
CaCl <sub>2</sub> , мг-екв/л гумату	початок	5,0	<u>6,6</u> 5,2-7,4	<u>7,2</u> 6,2-9,4	<u>6,3</u> 5,2-7,4	7,2
		кінець	10,0	<u>14,5</u> 10,0-17,0	<u>16,1</u> 14,0-19,7	<u>13,4</u> 10,4-16,8

Примітки:

<sup>1</sup> Чисельник – середнє значення, знаменник - граничні величини

<sup>2</sup> Коефіцієнт оптичної щільності при довжині хвилі 430 нм

<sup>3</sup> Коефіцієнт оптичної щільності при довжині хвилі 485 нм

<sup>4</sup> Коефіцієнт оптичної щільності при довжині хвилі 690 нм

<sup>5</sup> Коефіцієнт оптичної щільності при довжині хвилі 464 нм і концентрації розчину 1 мг/100 мл, при довжині кювети 1 см

<sup>6</sup> Показник якості і стабільності гумусу

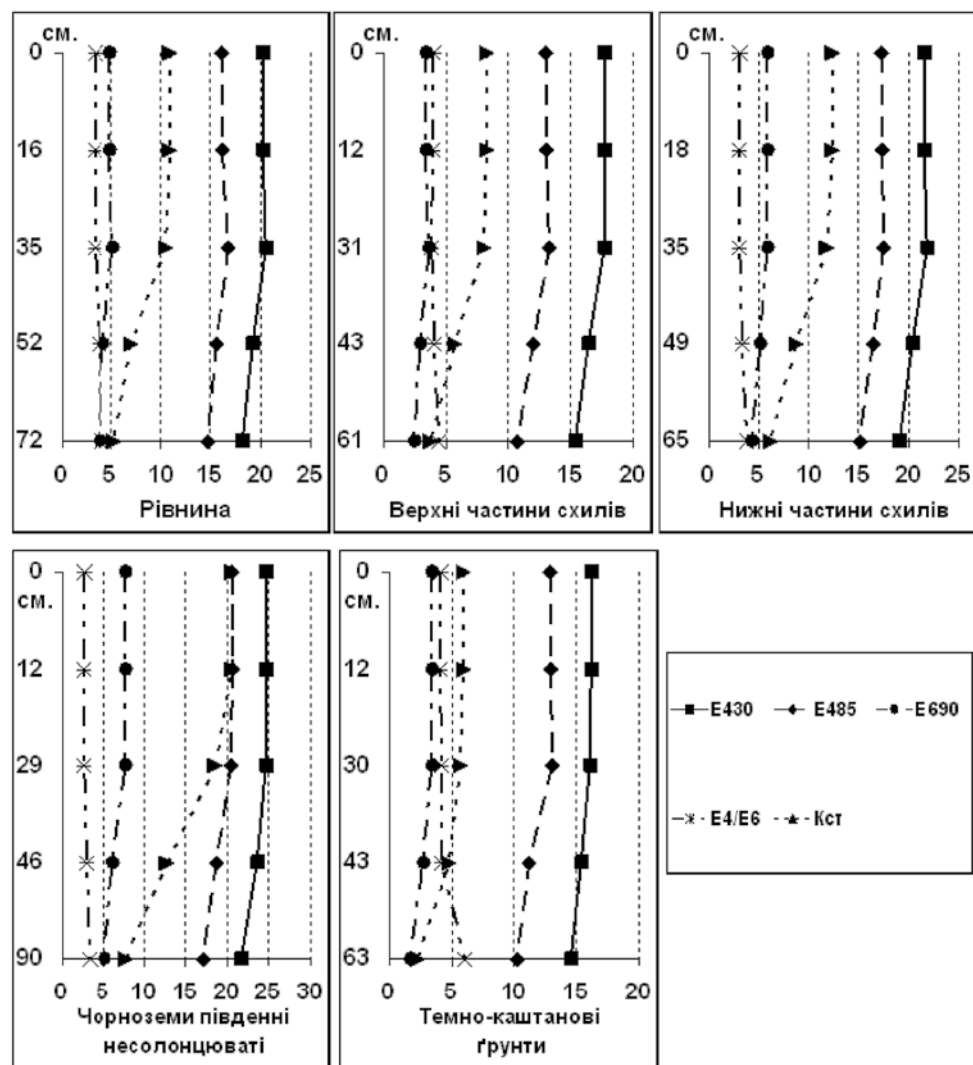


Рис. 4.4. Профільний перерозподіл оптичних властивостей гумінових кислот ґрунтів:

Е 430 – коефіцієнт оптичної щільності при довжині хвилі 430 нм  
 Е 485 – коефіцієнт оптичної щільності при довжині хвилі 485 нм  
 Е 690 – коефіцієнт оптичної щільності при довжині хвилі 690 нм  
 Кст – показник якості і стабільності гумусу

Чорноземи південні залишково- і слабосолонцюваті, розташовані на:

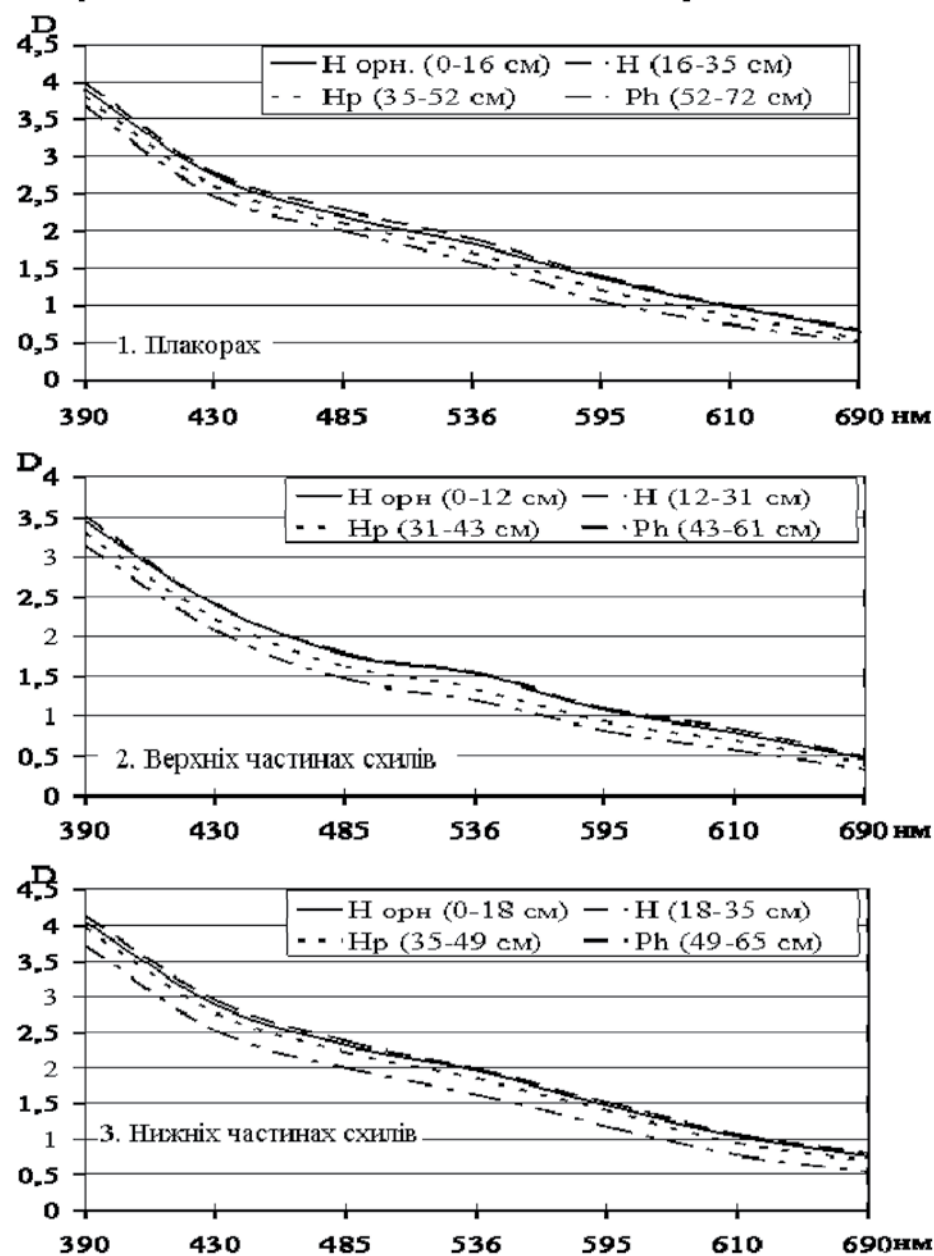


Рис. 4.5. Спектри поглинання гуматів натрію досліджуваних ґрунтів

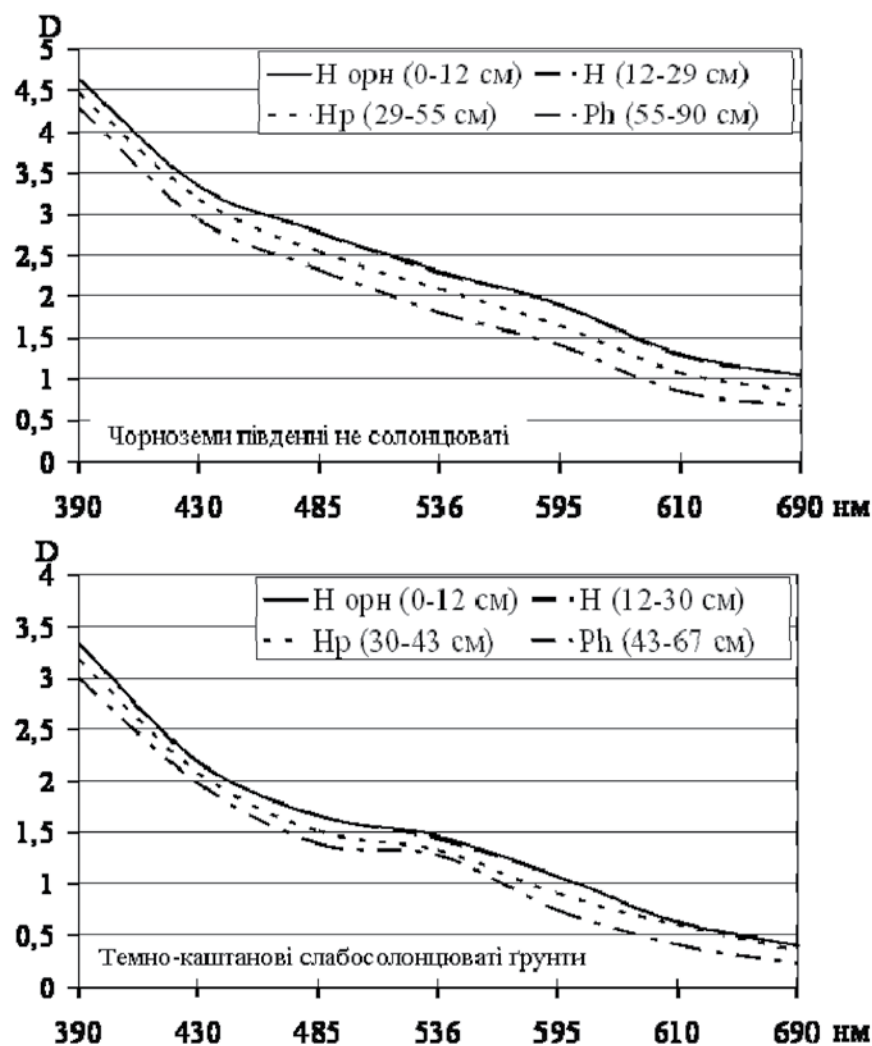


Рис. 4.5. Спектри поглинання гуматів натрію досліджуваних ґрунтів (продовження)

Неоднозначним є й профільний розподіл величин коефіцієнтів забарвленості в досліджуваних ґрунтах. Загальною є тенденція до поступового збільшення цього показника вниз по профілю, але в слабксероморфних слабоеродованих чорноземах південних і темно-каштанових ґрунтах це відбувається більш різко, порівняно з іншими ґрунтовими відмінами. Поясненням цьому може бути процес гідролітичного відщеплення від макромолекул ГК і винесення вниз по профілю більш лабільних бічних

ланцюгів при посиленні елювіальних умов, внаслідок прояву солонцевого процесу. Також спостерігається зменшення коефіцієнта забарвленості в нижніх частинах деяких ґрунтів (рис. 4.4, додаток Б, табл. Б.4). Такий ефект можна пояснити наявністю великої кількості діатомових водоростей, які виділяють природні органічні пігменти каротиноїди червоного кольору, що спричиняє збільшення величини  $E_{690}$  і, в свою чергу, коефіцієнта забарвленості ГК [142, с. 63-72].

Для порівняльної характеристики гумусових речовин різного походження широко використовуються коефіцієнти рівняння Бугера-Ламберта-Бера ( $E$ -величини при концентрації ГК 0,001%, довжині кювети 1 см і довжині хвилі 465 нм), які мало змінюються в межах одного типу і мають близькі значення для споріднених за генезою ґрунтів.

За матеріалами досліджень окремих науковців величини  $E_4^{0,001}$  для чорноземів південних коливаються від 0,113 до 0,131, а для темно-каштанових ґрунтів – у межах 0,067-0,089 [129, с. 217]. Величини цього показника в досліджуваних ґрунтах коливаються в межах 0,089-0,151, що дозволяє відносити їх, без виключення, до чорноземів південних. Зменшення величини  $E_4^{0,001}$  в слабксероморфних слабоеродованих ґрунтах та в широтному і меридіональному простяганні, як зазначено вище, корелюється із показником конденсованості ароматичного ядра ГК (табл. 4.8).

Ще одним важливим критерієм оптичних властивостей ГК є показник якості і стабільності гумусу, запропонований Б.Н. Рябініним і Л.А. Рябініною [102, с. 124-128], який розраховується за формулою:

$$K_{ст} = \frac{E_{430}}{E_{485}/E_{690}} * \frac{C_{гк}}{C_{фк}}$$

Слабксероморфні слабоеродовані ґрунти верхніх частин схилів характеризуються набагато менш якісним і стабільним гумусом, що свідчить про їхній перехідний статус від темно-каштанових ґрунтів до чорноземів південних. Також характерним є поступове закономірне зменшення показника якості та стабільності гумусу із півночі на південь та із заходу на схід. Ця закономірність пояснюється збільшенням вмісту бурих гумінових кислот, а також зменшенням конденсованості їх ароматичного ядра по мірі переходу досліджуваних ґрунтів від чорноземів південних до темно-каштанових ґрунтів. Специфічним є зміна показника якості й стабільності гумусу вниз по профілю ґрунтів. Так у ґрунтах верхніх частин схилів та темно-каштанових ґрунтах цей показник із глибиною поступово спадає. У той же час, в чорноземах південних та ґрунтах інших рівнів місцевих педотопокатен спостерігається різкий

перехід між горизонтами Н і Н<sub>р</sub> та більш значна подальша зміна величини даного показника вниз по профілю (рис. 4.4, додаток Б, табл. Б.4).

Таблиця 4.9

**Статистичне опрацювання показників оптичної щільності  
гумінових кислот ґрунтів**

Показник	У. з.*	n	x	S	Sx	Sx, %	V, %	
1	2	3	4	5	6	7	8	
E <sub>430</sub>	1	13	20,150	2,75	2,16	10,70	13,64	
	2	12	17,639	1,30	1,08	6,10	7,37	
	3	11	21,553	2,57	2,11	9,80	11,93	
E <sub>485</sub>	1	13	16,106	2,65	2,11	13,11	16,44	
	2	12	13,050	1,17	0,71	5,46	8,98	
	3	11	17,235	2,34	1,99	11,52	13,57	
E <sub>690</sub>	1	13	4,840	0,93	0,75	15,50	19,27	
	2	12	3,367	0,75	0,60	17,69	22,36	
	3	11	5,738	1,37	1,03	18,02	21,92	
E <sub>4</sub> <sup>0,001</sup>	1	13	0,119	0,02	0,02	13,36	16,40	
	2	12	0,096	0,01	0,01	7,93	9,06	
	3	11	0,127	0,02	0,01	11,38	13,71	
E <sub>4</sub> /E <sub>6</sub>	1	13	3,341	0,22	0,19	5,75	6,68	
	2	12	4,001	0,68	0,55	13,62	16,99	
	3	11	3,034	0,34	0,29	9,62	11,11	
K <sub>ст</sub>	1	13	10,871	2,54	2,22	20,38	23,34	
	2	12	8,232	1,76	1,39	16,85	21,32	
	3	11	12,330	2,84	2,14	17,37	23,00	
CaCl <sub>2</sub> , мг- екв/л гумату	початок	1	13	6,6	0,84	0,71	10,73	12,83
		2	12	7,2	1,12	0,96	13,30	15,57
		3	11	6,3	0,85	0,78	12,35	13,51
	кінець	1	13	14,5	2,73	2,24	15,46	18,84
		2	12	16,1	2,02	1,72	10,65	12,53
		3	11	13,4	2,71	2,47	18,45	20,21

Примітки:

Умови залягання: 1 – плакори; 2 – верхні частини схилів; 3 – нижні частини схилів.

n – кількість розрізів; x – середнє значення; S – квадратичне відхилення; Sx – абсолютна похибка;

Sx, % – відносна похибка; V, % – коефіцієнт варіації

Це можна пояснити утворенням в слабоеродованих ґрунтах молодих гумінових кислот (замість змитих вниз по схилу), а також міграцією із верхніх горизонтів більш лабільних ГК спрощеної будови і продуктів відщеплення від них, які близькі за своїми властивостями до фульвокислот.

Для характеристики ступеня дисперсності гумінових кислот ґрунтів в смузі переходу від середнього до сухого Степу в Північно-Західному Причорномор'ї нами було проведено визначення порогу коагуляції гуматів натрію, що підтвердило висновки, зроблені на основі вивчення їх оптичних властивостей. З наведених даних видно, що розбіжності по стійкості до коагуляції між гуматами різних ґрунтів відповідає розбіжностям між ними по їхніх оптичних властивостях. Більш стійкими до дії електроліту виявилися ГК темно-каштанових та ґрунтів верхніх частин схилів, які є високодисперсними та рухомими й характеризуються слабкою конденсацією ароматичного ядра.

Слабша стійкість у відношенні до електроліту спостерігається в ГК, які були виділені із чорноземів південних не солонцюватих та ґрунтів вододілів і нижніх частин схилів (табл. 4.8, додаток Б, табл. Б.5). Це є наслідком того, що вони, як указано вище, характеризуються найвищою оптичною щільністю і ступенем конденсованості ароматичного ядра та аліфатичних структур [143, с. 38-44].

Для повної характеристики оптичних властивостей гумінових кислот ґрунтів території досліджень варто зазначити, що їх показники характеризуються середніми величинами мінливості та варіації. Слабоксероморфні слабоеродовані ґрунти характеризуються дещо меншою мінливістю коефіцієнтів оптичної щільності, проте показники якості гумусу (E<sub>4</sub>/E<sub>6</sub> і K<sub>ст</sub>) в них більш варіабельні. Даний факт можна пояснити як утворенням більш молодих форм гумінових кислот, так і мінливістю умов зволоження на схилах (табл. 4.9).

## ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРИ ҐРУНТОВОГО ПОКРИВУ СЕРЕДНЬО-СУХОСТЕПОВОГО ПЕДОЕКОТОНУ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я

Вивчення просторової неоднорідності ґрунтового покриву через категорії його структури є надзвичайно важливим для теорії ґрунтознавчої науки, оскільки дає змогу виявити просторові й часові взаємозв'язки між ґрунтовим покривом і факторами ґрунтоутворення, точніше розуміти процеси формування та еволюції ґрунтів. Особливо інформативною в цьому плані є організація структури ґрунтового покриву на межі середнього і сухого Степу, оскільки тут, в умовах слабодренованих рівнин північно-західного Причорномор'я при розвинутому мікро- і мезорельєфі та глибокому заляганні ґрунтових вод, відбувається неоднозначна диференціація ґрунтового покриву як на типовому, так і на підтиповому таксономічних рівнях. Тому, для розуміння просторово-часової еволюції перехідних ґрунтів на межі середнього й сухого Степу, при дослідженні структури ґрунтового покриву необхідно поєднати декілька аспектів. По-перше, необхідним є вивчення морфології компонентів структури: їх розміщення, чергування, морфологічні і фізико-хімічні властивості. По-друге, дослідження повинні охоплювати питання генези та взаємозв'язків структурних компонентів. З цією метою сучасну структуру ґрунтового покриву в смузі переходу від середнього до сухого Степу варто охарактеризувати на рівнях елементарних ґрунтових ареалів, мікрорекан та ґрунтових комбінацій.

Елементарний ґрунтовий ареал (ЕГА) є найменшою просторовою одиницею (складовою) структури ґрунтового покриву і утворюється ґрунтом найнижчого класифікаційного рівня [144, с. 31]. У межах території досліджень найбільша кількість ЕГА (52) утворена чорноземами південними залишково- або слабосолонцюватими, серед них незмитих відмін - 18, слабозмитих – 17, середньозмитих – 9, а 8 – ареали сильнозмитих відмін.

Крім зональних ґрунтів на території досліджень також поширені й азональні типи ґрунтів, якими є лучнувато-, лучно-чорноземні, чорноземно-лучні та мочарно-лучно-болотні ґрунти. Кількість виділених ареалів цих ґрунтів порівняно невелика і дорівнює дев'яти.

Окрему групу ЕГА утворюють розмиті, порушені ґрунти та виходи порід (лесовидні суглинки та червоно-бурі глини).

Важливою характеристикою ЕГА є їхня геометрична будова (площа, форма, сту-

пінь розчленування), яка обумовлена особливостями ґрунтоутворення. Тому, порівнюючи показники геометричної будови ЕГА, утворених ґрунтами одного таксономічного рівня, можна вивчити механізми диференціації ґрунтового покриву, ступінь їх розвитку та напрями внутріґрунтових потоків речовини і енергії, які є індикаторами зв'язків між компонентами ґрунтового покриву.

Співвідношення площ основних ґрунтових типів території досліджень наведено в таблиці 5.1.

Таблиця 5.1

### Характеристика елементарних ґрунтових ареалів

Зміст ЕГА (мікрорекан)	Кількість	Загальна площа, га	% від суми площі всіх ЕГА	Площа ЕГА			СДГК <sup>1</sup>
				середня, га	max, га	min, га	
1	2	3	4	5	6	7	8
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий	13	553,44	50,6	42,57	130,41	4,14	0,66
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий слабозмитий	17	389,50	35,6	22,91	65,95	0,29	0,80
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий середньозмитий	9	37,68	3,4	4,19	9,54	2,42	0,50
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий сильнозмитий	8	33,95	3,1	4,24	17,71	0,82	0,80
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий глибокозакипаючий	5	43,06	3,9	8,61	14,87	0,41	0,71
Лучно-чорноземні і чорноземно-лучні ґрунти	8	22,75	2,1	2,84	8,07	0,08	0,69
Мочарний лучно-болотний ґрунт	1	0,1	0,01	0,10	-	-	-
Змиті, розмиті та порушені ґрунти	5	12,78	1,29	2,56	4,80	0,64	0,42

Примітка.

<sup>1</sup> ступінь диференціації ґрунтового покриву



Розміри ЕГА чорноземів південних залишково- або слабосолонцюватих незмитих, які є домінуючими в смузі переходу від середнього до сухого Степу, змінюються від 4,14 до 130,41 га, а середня площа становить 42,57 га. Площа ареалів цих ґрунтів характеризується значною мінливістю (СДГК = 0,66;  $S_x = 87,10\%$ ), що обумовлено значним варіаційним розмахом. За ступенем розчленованості ці ЕГА належать до нерозчленованих ареалів –  $KP_c = 1,44$ , що підтверджується невеликим відхиленням від середнього значення –  $S_x = 12,50\%$ , хоча деякі ареали можна віднести до слабо розчленованих –  $KP = 1,98$  (табл. 5.2).

ЕГА лучнувато-, лучно-чорноземних, чорноземно-лучних та мочарно-лучно-болотних ґрунтів займають лише 2,1% від сумарної площі ключових ділянок. Їх середня площа становить 2,84 га і характеризується значним варіаційним розмахом (СДГК = 0,69;  $S_x = 69,01\%$ ). Контури ареалів цих ґрунтів належать до слабозчленованих –  $KP_c = 3,45$ , а деякі ЕГА – і до середньорозчленованих. Мінливість коефіцієнта розчленованості вища від середньої і становить  $S_x = 22,90\%$ .

Змиті, розмиті, порушені ґрунти та виходи порід займають невеликі площі – 1,29% і характеризуються невисокою диференціацією розмірів (СДГК = 0,42;  $S_x = 41,80\%$ ) та слабкою розчленованістю –  $KP_c = 2,62$  (табл. 5.1, 5.2).

Таблиця 5.2

**Статистична оцінка мінливості площ ЕГА**

Зміст ЕГА (мікрокатени)	n	Pc, га <sup>1</sup>	V, % <sup>2</sup>	$S_x^3$	$S_x, \%^4$
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий	13	42,57	87,10	28,10	66,01
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий слабозмитий	17	22,91	109,12	18,33	80,01
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий середньозмитий	9	4,19	60,86	2,09	49,88
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий сильнозмитий	8	4,24	131,84	3,40	80,19
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий глибокозакипаючий	5	8,61	81,42	6,11	70,96
Лучно-чорноземні і чорноземно-лучні ґрунти	8	2,84	94,72	1,96	69,01
Мочарний лучно-болотний ґрунт	1	0,10	-	-	-
Змиті, розмиті та порушені ґрунти	5	2,56	59,77	1,07	41,80

Примітки:

<sup>1</sup> Середня площа ЕГА; <sup>2</sup> Абсолютна похибка; <sup>3</sup> Коефіцієнт варіації; <sup>4</sup> Відносна похибка.

Виділення ЕГА зумовлено сукупністю різноманітних чинників. Так, в межах території досліджень утворення ареалів різних ґрунтів обумовлено різними екологічними факторами: зміною зволоженості (наявність ареалів лучнувато-, лучно-чорноземних, чорноземно-лучних та мочарно-лучно-болотних ґрунтів) і, в основному, – розвитком ерозійних процесів, пришвидшених сільськогосподарською діяльністю, що призвело до виділення ЕГА ґрунтів різного ступеня змитості, які займають 43,1% території досліджень.

У смузі переходу від середнього до сухого Степу простежується зменшення середньої площі ЕГА змитих відмін порівняно з ареалами незмитих ґрунтів. Зокрема середня площа ЕГА чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих слабозмитих становить 22,91 га, зменшуючись до 4,19 га у середньо змитих і 4,24 га у сильнозмитих відмін. Мінливість розмірів ЕГА збільшується, порівняно з неродованими ґрунтами, у слабозмитих і сильнозмитих відмін (СДГК = 0,80;  $S_x = 80,10\%$ ), але зменшується у середньозмитих – (СДГК = 0,50;  $S_x = 49,88\%$ ). Середня величина коефіцієнта розчленування збільшується від ареалів слабозмитих ( $KP_c = 1,56$ ) до сильнозмитих ґрунтів ( $KP_c = 4,20$ ) і характеризує їх як нерозчленованих, слабозчленованих та середньорозчленованих відповідно (табл. 5.3).

На думку Я.М. Годельмана [145, с. 82] зменшення площі ареалів ґрунтів із посиленням еродованості пов'язане з високим рівнем сільськогосподарського освоєння, наслідком якого є накладання ерозійних процесів, зумовлених антропогенною діяльністю, на природний ґрунтовий процес. Таке накладання носить послідовний характер: слабозмиті ґрунти накладаються на незмиті, середньозмиті – на слабозмиті, сильнозмиті – на середньозмиті, внаслідок чого поступово зменшуються площі ЕГА (табл. 5.2, 5.4).

У просторовому аспекті розвиток ґрунтів на межі середнього і сухого Степу варто розглядати у вигляді педотопокатен, які дозволяють найбільш повно розкрити компонентний склад ґрунтових комбінацій, а також характер геохімічних зв'язків, що протікають в межах структур різного таксономічного рангу.

Серед різноманіття факторів диференціації структури ґрунтового покриву на межі середнього й сухого степу основними слід признати рельєф, як перерозподільвач вологи, розчинних речовин та тепла, а також процеси рельєфоутворення, що є одночасно процесами формування ґрунтів. А так як територія дослідження відзначається значним розчленуванням рельєфу, наявністю балок та ярів, то це призводить до утворення спрямовано-анізотропних ґрунтово-географічних одиниць, що називаються мікро-

катенами. Дані мікрокатени приурочені до форм лінійної (ярково-балкової мережі) і площинної ерозії, і тому є парагенетичними у суміжних ландшафтних типологічних одиницях. Завдяки цим парагенетичним взаємозв'язкам утворюються просторово суміжні (парагенетичні) ландшафтні комплекси, що мають спільні умови ґрунтоутворення і охоплюють елювіальні, транселювіальні та трансаккумулятивні мікроландшафти [146, с. 80-83].

Елювіальні мікроландшафти займають привершинні та верхні частини схилів. Вони характеризуються підвищеним рівнем ксероморфності, більш активною площинною та лінійною ерозією, а також протіканням дефляційних процесів.

Таблиця 5.3

**Статистична оцінка мінливості розчленування ЕГА**

Зміст ЕГА (мікрокатени)	n	коефіцієнт розчленування			V, % <sup>1</sup>	S <sub>x</sub> <sup>2</sup>	S <sub>x</sub> , % <sup>3</sup>
		серед.	max	min			
1	2	3	4	5	6	7	8
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий	13	1,44	1,98	1,12	18,06	0,18	12,5
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий слабозмитий	17	1,56	2,36	1,15	24,36	0,33	21,2
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий середньозмитий	9	3,32	5,78	2,49	31,33	0,72	21,7
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий сильнозмитий	8	4,20	7,77	2,06	49,05	1,72	41,0
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий глибокозакипаючий	5	1,94	3,51	1,07	47,94	0,62	32,0
Лучно-чорноземні і чорноземно-лучні ґрунти	8	3,45	4,95	2,00	28,70	0,79	22,9
Мочарно-лучно-болотистий ґрунт	1	1,07	-	-	-	-	-
Змиті та розмиті, та порушені ґрунти	5	2,62	5,45	1,25	62,98	1,14	43,5

Примітки:

<sup>1</sup> Коефіцієнт варіації

<sup>2</sup> Абсолютна похибка

<sup>3</sup> Відносна похибка

Таблиця 5.4

**Розподіл площ ґрунтів за категоріями змитості<sup>1</sup>**

Ключ-ділянка	Категорії змитості				Відношення площі незмитих і еродованих ґрунтів
	незмиті	слабозмиті	середньозмиті	сильнозмиті	
Кубанка	<u>25,7</u> 3,4	<u>49,8</u> 6,6	<u>14,9</u> 2,0	<u>7,5</u> 1,0	0,36
Красносілка	<u>55,3</u> 11,5	<u>33,2</u> 6,9	<u>4,1</u> 0,9	<u>4,8</u> 1,0	1,31
Фонтанка	<u>56,0</u> -	<u>40,4</u> -	-	-	1,39
Воронівка	<u>63,8</u> -	<u>35,0</u> -	-	-	1,88
Южне	<u>96,5</u> -	<u>3,5</u> -	-	-	27,57
Лугове	<u>75,8</u> -	<u>20,4</u> -	-	-	3,75
Всі	<u>50,6</u> 17,6	<u>35,6</u> 11,5	<u>3,4</u> 1,1	<u>3,1</u> 1,0	1,29

Примітка.

<sup>1</sup> Чисельник - % від загальної площі, знаменник – відношення до сильно змитих ґрунтів.

Транселювіальні мікроландшафти поширені на нижніх та середніх частинах схилів. Їм притаманне тимчасове перевідкладення делювіального матеріалу, а також краще забезпечення вологою та сповільнення темпів ерозії.

Трансаккумулятивні мікроландшафти розташовані в тальвегах лощин та днищах ярів і балок. Для них характерне накопичення делювіальних відкладів, а також часткове перезволоження і відсутність ерозійно-дефляційних процесів.

Таким чином, враховуючи катенарне розташування, внаслідок переважання на території дослідження довгих прямих схилів увігнутої та опукло-увігнутої форми, у структурі ґрунтового покриву території досліджень можна виділити чотири групи ґрунтів:

- Фонові ґрунти (чорноземи південні залишково- і слабосолонцюваті), які утворилися на вузьких вододілах та широких плакорних ділянках і є характерними для даної місцевості;
- Ґрунти, поширені на виположених нижніх частинах схилів, тальвегах лощин, що зазнають додаткового зволоження за рахунок поверхневого стоку. Вони мають підвищений вміст гумусу в орному шарі та відносно більшу потуж-

ність профілю. За походженням такі ґрунти ідентичні фоновим ґрунтам, але за рахунок кращого вологозабезпечення віднесенні до напівгідроморфних – лучнувато-чорноземних;

- Ґрунти, що розташовані в нижній третині схилу, і, внаслідок транзитного переносу ґрунтової маси вниз по схилу, зберігають параметри аналогічні фоновим;
- Слабоксероморфні та слабоеродовані ґрунти, які характеризуються погіршенням умов вологозабезпечення і еродованістю, у зв'язку з розміщенням на відносно крутих схилах, верхніх частинах та вершинах схилів. Вони відзначаються пониженим вмістом гумусу і зменшенням потужності гумусованого профілю.

Отже, в межах схилів долинно-балкової мережі північно-західного Причорномор'я простежується поступова спрямована зміна властивостей ґрунтів, що підтверджує доцільність їхнього виділення у якості ерозійно-делювіальних мікрокатен. Проте, зміна властивостей ґрунтів відбувається не тільки внаслідок поєднання процесів змивання, міграції та акумуляції речовини, а й внаслідок перерозподілу вологи, розчинних речовин та тепла. Результатом цього є відмінність не тільки в морфологічних, а й у фізико-хімічних властивостях ґрунтів різних рівнів мікрокатен. Так, ґрунти верхніх частин схилів більш наближені за своїми властивостями до темно-каштанових ґрунтів ніж ґрунти інших рівнів мікрокатен, які по-суті є чорноземами південними.

Окрім мікрокатен значну частину території дослідження займають елементарні ґрунтові ареали чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих, які поширені на вододілах та плакорах і є типовими ґрунтами даної місцевості. У поєднанні з мікрокатенами ці елементарні ґрунтові ареали формують своєрідні ґрунтові комбінації – основний рівень організації структури ґрунтового покриву [144, с. 95-97]. Важливим є те, що дані ґрунтові комбінації можна розглядати як моделі структури ґрунтового покриву і їх дослідження дає змогу накопичувати та порівнювати інформацію про окремі структури ґрунтового покриву, виокремлювати лише важливі особливості їхньої будови та виникнення, залишаючи поза увагою другорядні процеси; прогнозувати еволюцію структури ґрунтового покриву території.

Кожну ґрунтову комбінацію характеризують певним компонентним складом, характером і механізмом взаємозв'язків між компонентами, особливостями геометричної будови, факторами та процесами виникнення й еволюції. На межі середнього і сухого Степу поширені мезокмбінації, утворення яких пов'язане з формами мезорельєфу. До цієї групи належать поєднання, варіації, мозаїки і ташети [144, с. 191].

Таблиця 5.5

**Характеристика ґрунтових комбінацій**

Зміст ґрунтових комбінацій	Кількість ЕґА	Площа, га	КДП <sup>1</sup>	Ід <sup>2</sup>	Іс <sup>3</sup>
Ключ-ділянка "Кубанка"					
Варіація чорноземів південних слабосолонцюватих незмитих та різного ступеня змитості з мікрокатенами змито-намитих ґрунтів ярів та балок (Чп <sub>с</sub> <sup>(н+е)</sup> – Н)	14	104,51	0,44	0,13	0,21
Ключ-ділянка "Красносілка"					
Поєднання-варіація чорноземів південних слабосолонцюватих незмитих та різного ступеня змитості з мікрокатенами змито-намитих ґрунтів улоговин та балок і комплексами лучно-чорноземних та чорноземно-лучних слабосолонцюватих ґрунтів (Чп <sub>с</sub> <sup>(н+е)</sup> – Н + Лч <sub>с</sub> Чл <sub>с</sub> )	25	548,47	0,36	0,05	0,07
Ключ-ділянка "Фонтанка"					
Поєднання-варіація чорноземів південних залишково- слабосолонцюватих незмитих та різного ступеня змитості з мікрокатенами змито-намитих ґрунтів улоговин та балок і комплексами лучно-чорноземних, чорноземно-лучних та мочарно-лучно-болотних залишково-солонцюватих ґрунтів (Чп <sub>с</sub> <sup>(н+е)</sup> – Н + Лч <sub>с</sub> Чл <sub>с</sub> Млб <sub>с</sub> )	9	350,04	0,47	0,03	0,05
Ключ-ділянка "Воронівка"					
Поєднання-варіація чорноземів південних залишково- слабосолонцюватих незмитих та різного ступеня змитості з мікрокатенами змито-намитих ґрунтів улоговин та балок і лучнувато-чорноземними залишково-слабосолонцюватими ґрунтами (Чп <sub>с</sub> <sup>(н+е)</sup> – Н + Лч <sub>с</sub> )	8	39,23	0,42	0,20	0,31
Ключ-ділянка "Южне"					
Варіація чорноземів південних слабосолонцюватих незмитих та різного ступеня змитості (Чп <sub>с</sub> <sup>(н+е)</sup> )	3	10,89	0,20	0,28	0,29
Ключ-ділянка "Лугове"					
Поєднання-варіація чорноземів південних слабосолонцюватих незмитих та різного ступеня змитості з мікрокатенами змито-намитих ґрунтів улоговин та балок і лучнувато-чорноземними слабосолонцюватими ґрунтами (Чп <sub>с</sub> <sup>(н+е)</sup> – Н + Лч <sub>с</sub> )	4	68,96	0,42	0,06	0,10

Примітки: <sup>1</sup> Коефіцієнт класифікаційної диференціації компонентів ґрунтового покриву; <sup>2</sup> Індекс дрібності; <sup>3</sup> Індекс складності.

## Класифікація ґрунтових комбінацій

Зміст ґрунтових комбінацій	Сектор	Серія	Рід	Родина	Клас	Розряд	Тип	Вид
Чп <sub>сс</sub> <sup>(н-е)</sup> – Н	Топо-ерозійний	Степова	Варіація	Відкрита	Мон-охронна	Великоблокова розчленована	З переважанням слабозмитих відмін ґрунтів	Безфонова нерегулярна
Чп <sub>сс</sub> <sup>(н-е)</sup> – Н + Лч <sub>сс</sub> Чл <sub>сс</sub>	Топо-ерозійно-гідрогенний	Степова	Посідання	Відкрита	Мон-охронна	Великоблокова розчленована	З переважанням чорноземів південних слабосолонцюватих	Безфонова нерегулярна
Чп <sub>зс</sub> <sup>(н-е)</sup> – Н + Лч <sub>зс</sub> Чл <sub>зс</sub> Млб <sub>зс</sub>	Топо-ерозійно-гідрогенний	Степова	Посідання	Напів-замкн-ута	Мон-охронна	Великоблокова розчленована	З переважанням чорноземів південних залишково-слабосолонцюватих	Безфонова нерегулярна
Чп <sub>зс</sub> <sup>(н-е)</sup> – Н + Лч <sub>зс</sub>	Топо-ерозійно-гідрогенний	Степова	Посідання	Відкрита	Мон-охронна	Роздрібнена розчленована	З переважанням чорноземів південних залишково-слабосолонцюватих	Безфонова нерегулярна
Чп <sub>сс</sub> <sup>(н-е)</sup>	Топо-ерозійний	Степова	Варіація	Відкрита	Мон-охронна	Роздрібнена розчленована	З переважанням чорноземів південних слабосолонцюватих	Безфонова нерегулярна
Чп <sub>сс</sub> <sup>(н-е)</sup> – Н + Лч <sub>сс</sub>	Топо-ерозійно-гідрогенний	Степова	Посідання	Відкрита	Мон-охронна	Великоблокова розчленована	З переважанням чорноземів південних слабосолонцюватих	Безфонова нерегулярна

Ґрунтові комбінації Північно-Західного Причорномор'я представлені переважно простими варіаціями чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих незмитих з мікрокатенами змитих і намитих ґрунтів улоговин і балок та поєднаннями-варіаціями чорноземів південних залишково- або слабосолонцюватих незмитих та різного ступеня змитості з мікрокатенами змито-намитих ґрунтів улоговин та балок і комплексами лучно-чорноземних та чорноземно-лучних залишково- або слабосолонцюватих ґрунтів. Ґрунти, які входять до складу цих комбінацій, охоплюють різні елементи рельєфу – вододіли, схили та днища балок. Відповідно, ґрунти нижчих гіпсометричних рівнів перебувають під впливом ґрунтів вищих гіпсометричних рівнів, тобто утворюють ґрунтові катени, які дають змогу краще зрозуміти генезу ґрунтових комбінацій.

У межах території досліджень найбільшу площу займають поєднання-варіації чорноземів південних залишково- або слабосолонцюватих незмитих та різного ступеня змитості з мікрокатенами змито-намитих ґрунтів улоговин та балок і комплексами лучно-чорноземних та чорноземно-лучних залишково- або слабосолонцюватих ґрунтів (чотири комбінації загальною площею 1006,7 га). У компонентному складі цих комбінацій на чорноземі південні залишково- або слабосолонцюваті незмиті припадає від 75,8% до 55,3% площі. В свою чергу, від 42,1% до 20,4% площі ґрунтових комбінацій цього роду припадає на чорноземі південні залишково- або слабосолонцюваті різного ступеня змитості. Ступінь змитості ґрунтів зумовлений інтенсивністю розвитку ерозійних процесів, що значною мірою залежить від їхнього положення на схилі. Слабозмиті ґрунти займають 20,4-40,4% від загальної площі комбінацій і поширені на верхніх частинах опукло-ввігнутих та нижніх частинах ввігнуто-опуклих прямих схилів. Середньо- та сильнозмиті відміни приурочені до випуклих найбільш крутих ділянок схилів і займають у середньому 8,9% загальної площі. Лучно-чорноземні залишково- або слабосолонцюваті ґрунти та їх комплекси з чорноземно-лучними залишково- або слабосолонцюватими ґрунтами розташовані в улоговинах та днищах балок і на них припадає від 1,2 до 3,8%.

Також на території досліджень виділено варіації чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих незмитих з мікрокатенами змитих і намитих ґрунтів улоговин і балок (дві комбінації площею 115,4 га). Основний фон тут, як і в попередньому типі комбінацій складають чорноземі південні слабосолонцюваті – 24,6-96,5%. Слабозмиті ґрунти займають 3,5-47,7%, середньозмиті – 14,2%, а сильнозмиті – 7,2% від загальної площі. На найбільш крутих ділянках схилів та у днищах ярів поширені розмиті ґрунти та виходи порід. Їхня площа в межах варіацій становить 6,3% (табл. 5.5).

У визначенні складності ґрунтових комбінацій важливе значення мають узагальнюючі

(синтетичні) показники, зокрема індекси дрібності й складності. Значення індексу дрібності для комбінацій території досліджень коливається в межах 0,03-0,28, а індексу складності – 0,07-0,31. За цими показниками дані комбінації належать до розрядів роздріблених розчленованих та великоблоково-розчленованих (табл. 5.5, табл. 5.6).

За визначальними факторами формування ґрунтів ключових ділянок виділено два спектри, які об'єднують ґрунтові комбінації з однаковим механізмом диференціації ґрунтового покриву. Як бачимо з таблиці 5.6, структурам топоерозійного спектру притаманне утворення простих варіацій, а структурам топоерозійно-гідрогенного – складних (першого рівня складності) поєднань-варіацій. Це пояснюється тим, що варіації утворюються під дією двох факторів – ерозії та ксероморфізму, а поєднання-варіації під дією трьох – ерозії, ксероморфізму та гідроморфізму.

Отже, при дослідженні структури ґрунтового покриву в смузі переходу від середнього до сухого Степу на рівні ґрунтових комбінацій виявлено, що їх формування пов'язане, здебільшого, з переміщенням та перевідкладенням речовин по елементах мезорельєфу в умовах розвитку ерозійних процесів та процесів ксероморфізму і гідроморфності. Ґрунти різних гіпсометричних рівнів формують ґрунтові ланцюги, що пов'язані між собою генетичними зв'язками, і саме тому переважаючими родами комбінацій на території дослідження є варіації та поєднання-варіації. За складністю ґрунтового покриву, яка зумовлена геометричною будовою ЕґА та мікрокатен, ґрунтові комбінації всіх ключових ділянок близькі між собою, що дає підстави стверджувати їхню генетичну спорідненість. Проте не слід забувати про перехідний статус ґрунтів на межі середнього та сухого Степу, які знаходяться на окраїнах своїх зон і характеризуються неоднозначними параметрами. Тому слабкоксероморфні й слабозмиті ґрунти території досліджень можна віднести до темно-каштанових ґрунтів. У такому разі поєднання-варіації та варіації повинні були б визначатися як складні поєднання. Але, враховуючи малоконтрастність цих комбінацій, незважаючи на приналежність ґрунтів до різних типів, вони повинні відноситися до поєднань-варіацій та варіацій.

Кожна ґрунтова комбінація представляє собою своєрідний часовий зріз безперервної еволюції ґрунтового покриву. Так формування педотопокатен, які є основою структури ґрунтового покриву досліджуваної території, є наслідком взаємодії між ґрунтоутворюючими та схиловими процесами. А антропогенна трансформація призвела до зменшення площ вилугуваних глибокозакипаючих відмін і збільшення площ слабозмитих карбонатних ґрунтів, що для Степової зони відзначалося ще В.М. Фрідландом [144, с. 283-296].

Таким чином, очевидно, що внаслідок переходу ґрунтів на межі середнього й сухого Степу від темно-каштанових до чорноземів південних структура ґрунтового покриву цієї території також є перехідною. Тобто, поєднання-варіації темно-каштанових слабосолонцюватих ґрунтів з мікрокатенами змитих і намитих ґрунтів улоговин і балок та лучнувато-каштановими слабосолонцюватими ґрунтами переходять у поєднання-варіації чорноземів південних залишково- або слабосолонцюватих незмитих та різного ступеня змитості з мікрокатенами змито-намитих ґрунтів улоговин та балок і лучнувато-чорноземними залишково-солонцюватими ґрунтами. Проміжною (перехідною) ланкою в цьому процесі є поєднання-варіації чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих, темно-каштанових слабосолонцюватих ґрунтів та мікрокатен змитих і намитих ґрунтів улоговин і балок з лучнувато-чорноземними залишково-солонцюватими ґрунтами.

Отже, диференціація та формування структури ґрунтового покриву на межі середнього і сухого Степу відбувається здебільшого під впливом геоморфологічного чинника – мезорельєфу, який виступає не тільки каталізатором ерозійно-дефляційних процесів, а й важливим перерозподільвачем вологи, розчинних речовин і тепла. У свою чергу, мікрокатени території дослідження належать до ерозійно-делювіального спектру та сформовані еродованими та намитими ґрунтами, утворення яких є наслідком взаємодії ґрунтоутворюючих та схилових процесів. Елементарні ґрунтові ареали та мікрокатени району досліджень формують ґрунтові комбінації, головним фактором виникнення яких є мезорельєф. На сучасній стадії ґрунтоутворення ці ґрунтові комбінації слід вважати поєднаннями-варіаціями чорноземів південних залишково- або слабосолонцюватих незмитих та різного ступеня змитості з мікрокатенами змито-намитих ґрунтів улоговин та балок і лучнувато-чорноземними залишково- та слабосолонцюватими ґрунтами, яким притаманні реліктові ознаки поєднань-варіацій чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих, темно-каштанових слабосолонцюватих ґрунтів та мікрокатен змитих і намитих ґрунтів улоговин і балок з лучнувато-чорноземними залишково-солонцюватими ґрунтами.

Таким чином, перехідний статус структури ґрунтового покриву на межі середнього і сухого Степу зумовлений переходом ґрунтів території від темно-каштанових слабосолонцюватих до чорноземів залишково- і слабосолонцюватих.

## АНТРОПОГЕННА ТРАНСФОРМАЦІЯ ҐРУНТІВ

В основі антропогенної зміни ґрунтів лежить порушення квазірівноважного стану між факторами ґрунтоутворення і ґрунтоутворюючими процесами. Порушуючи і змінюючи базові фактори ґрунтоутворення, людина своєю діяльністю змінює хід і напрямки ґрунтоутворюючих процесів, результатом чого є глибока трансформація властивостей ґрунтів.

На сьогодні не існує чіткої концепції агрогенної еволюції ґрунтів, у тому числі на межі середнього й сухого Степу. Причина цього криється в тривалому однобокому утилітаристському розгляді проблеми агрогенної еволюції досліджуваних ґрунтів, відокремлено від загального напрямку еволюції степових ландшафтів у цілому. Це підкреслюється і тим, що на сьогодні багато науковців не вважають агрогенні ґрунти як особливу категорію об'єктів, що кардинально відрізняються від природних аналогів [132, с. 201-206; 149, с. 1518-1529]. Виходячи з цього, оцінка і систематизація сучасних процесів агрогенної еволюції ґрунтів в смузі переходу від середнього до сухого Степу повинна розглядатися як частина цілісного процесу еволюції ґрунтоутворення і ландшафту в цілому за формулою фактори → режими → процеси → властивості [147, с. 112-121].

У своїй еволюції за останнє століття ґрунти території досліджень пройшли чотири стадії: природну (доантропогенну), номадну (нерегулярного землеробства), екстенсивного землеробства і агрогенну (сучасну) [150, с. 150-162].

Протягом природної стадії на території досліджень існував степовий ландшафт, що по відношенню до ґрунтів виконував функцію утворюючого чинника (аккумуляція гумусу, азоту та інших біофільних речовин, покращення структури, розвиток ґрунтового профілю в глибину та ін.). В свою чергу, чорноземи разом з рослинним покривом керували гідрологічним режимом території (помірне випаровування вологи, низькі темпи ерозії та дефляції).

Важливою складовою трьох наступних стадій є поступова антропізація ґрунтоутворення, що включає в себе заміщення природних біоценозів агроценозами, зміну біологічного кругообігу речовин та зміну ґрунтоутворюючих режимів. Антропізація ґрунтоутворення протікає в широкому спектрі умов, тому можна виділяти декілька напрямків антропогенезу. Найбільш поширеним з них на території досліджень є антропогенне ґрунтоутворення, що протікає в умовах відносної стабільності ґрунто-

утворюючого субстрату при відсутності значних просторових переміщень матеріалу [147, с. 112-121].

Зміна ґрунтоутворюючих режимів, яка визначається новими умовами агроландшафту і, у свою чергу, змінює ґрунтові процеси та властивості ґрунтів.

Водно-тепловий режим досліджуваних ґрунтів суттєво змінюється порівняно із природними аналогами. Він відзначається значною нестабільністю клімату орних ґрунтів і підвищеною чутливістю до погодних умов. Тому, в орному і підорному, а в посушливі роки – і в нижніх горизонтах зміни ґрунтового клімату є максимальними.

Гідрологічний стан і режим вологості орних ґрунтів характеризується меншими запасами весняної вологи і її більшою витратою у теплий період. Внаслідок зменшення водопроникності та вологопровідності активний кругообіг вологи поширюється на меншу глибину і режим вологості характеризується значним збільшенням контрастності до глибини 40-50 см.

У той же час, у розораних ґрунтах зберігається непромивний тип водного режиму. Низхідні потоки міграції розчинів і суспензій проникають в глибокі ґрунтові горизонти, але в умовах нової гідрологічної обстановки глибина їх проникнення носить нерівномірний характер.

Тепловий режим і динаміка температур тісно пов'язані з динамікою режиму вологості. Так, в орних ґрунтах суттєво збільшуються основні характеристики теплозабезпеченості і глибина їх поширення. Більш високі температури ґрунтового середовища стимулюють прискорення багатьох процесів: вивітрювання мінеральної частини, розкладу, синтезу, мінералізації органічної речовини. Контрастність умов нагрівання і зволоження сприяє частій зміні водно-повітряного і окисно-відновного потенціалів, фізико-хімічних процесів осаду-накопичення та ін. Такі пертурбації разом із кліматичними і гідрологічними змінами суттєво впливають на ґрунтові процеси. Так, загальною тенденцією є гумідизація чорноземного ґрунтоутворюючого процесу і зміщення ґрунтоутворення як мінімум на одну підзону на південь. Також варто відмітити, що агрогенна аридізація та природна гумідизація сприяють деякій стабілізації еволюції досліджуваних ґрунтів [132, с. 226-227; 133, с. 71-75; 147, с. 112-121].

На фоні вищезазначених змін ґрунтових режимів та ґрунтових процесів відбувається і агрогенна трансформація властивостей ґрунтів, яку, в основному, помилково ототожнюють з агродеградацією. Це є наслідком розгляду в сучасному ґрунтознавстві понять “деградація ґрунтів” і “деградація ґрунтового покриву” цілковито з точки зору антропоцентричних позицій. На нашу думку, цей методологічний аспект є невірним,

оскільки для ґрунтів, як складних полідисперсних біокосних систем, їх деградація у наведеному вище розумінні не завжди є деградацією з точки зору загальної теорії систем, тобто втратою елементів і спрощенням структури аж до зникнення самої системи. Очевидно, що системне поняття деградації відповідає класичному поняттю деградації ґрунтів у випадку таких руйнуючих процесів як ерозія та дефляція, але не зовсім співпадає з ним, наприклад, при формуванні орного та підорного горизонтів, дегуміфікації або формуванні солонцюватих чорноземів при зрошенні. Разом з тим, необхідно підкреслити, що деградаційні зміни ґрунтів не є чітко детермінованими або такими, що неодмінно настають після будь-якого антропогенного впливу. Деградація ґрунтів у більшості випадків проходить при комбінованій дії природних та антропогенних факторів і, при цьому, антропогенний вплив сприяє активації природних чинників, а розмежувати їх вплив достатньо складно. Тому, на нашу думку (яка співпадає з поглядами інших науковців [132, с. 205-206; 147, с. 112-121]), агрогенну трансформацію (як деградацію, так і проградацію) досліджуваних ґрунтів слід розглядати в комплексі із природними процесами їх еволюції.

### 6.1. Антропогенна трансформація ґрунтів в смузі переходу від середнього до сухого Степу

Як зазначено вище, антропогенна трансформація ґрунтів є наслідком трансформації ґрунтових режимів та процесів, які в свою чергу є функцією трансформації навколишнього середовища. Тому, за характером основних процесів агрогенну трансформацію ґрунтів території досліджень можна умовно поділити на три групи: фізичну, хімічну та біологічну [132, с. 40-45] (рис 6.1).

Фізична трансформація ґрунтів – це зміна комплексу фізичних властивостей або фізичного стану ґрунтів, що характеризується певними кількісними параметрами. Основою всіх фізичних та інших змін, що відбуваються при агропедогенезі є трансформація природного ґрунтового профілю в агрогенний ґрунтовий профіль, який чітко розділяється на два шари – орний (12-25 см) і підорний (25-50 см). Ці два шари розділяє плужна підшва, що характеризується підвищеною щільністю ґрунту. За узагальненими даними багатьох науковців в орних ґрунтах товщина гумусованого профілю (Н + Нр) у середньому на 6 см більша, ніж у цілинних [132, с. 202; 133, с. 212-219], що підтверджується практично однаковою потужністю гумусового горизонту в досліджуваних ґрунтах (порівняно із чорноземами південними не солонцюватими) (рис. 6.2). Це пояснюється більшою глибиною проникнення кореневої системи культурних рослин, а також вмиванням розчинних гумусових речовин під впливом

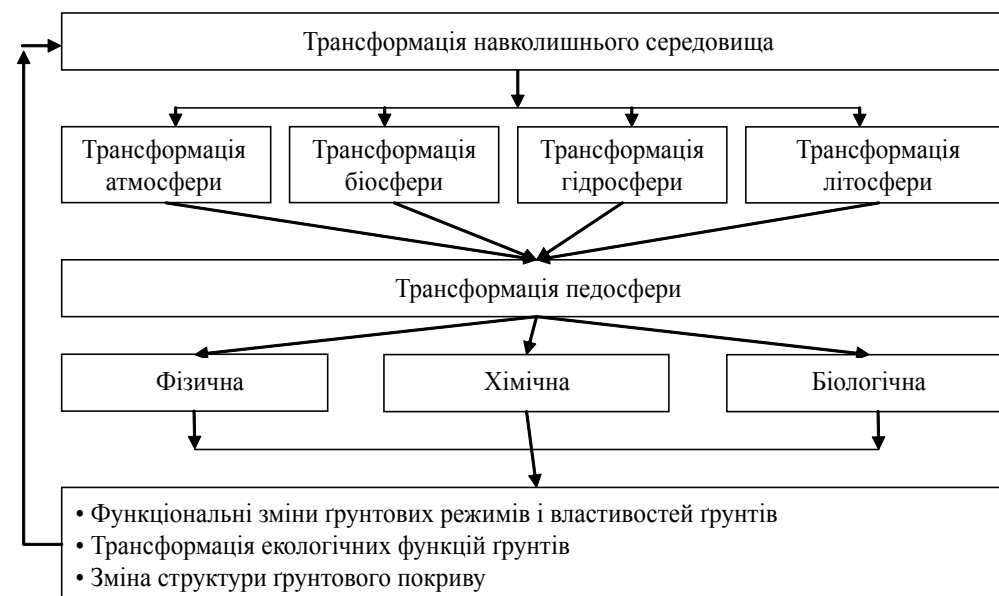


Рис. 6.1. Модель трансформації педосфери

зростаючого на орних землях промочування атмосферними опадами. Доказом останнього може бути зниження лінії закипання від нижньої межі горизонту Нр у ґрунтах плакорів та нижніх частин схилів (табл. 4.2.).

Орні горизонти досліджуваних ґрунтів належать до підкласу світлих лужних класу типових орних горизонтів. Даним агрогенним горизонтам характерний певний набір властивостей, що забезпечує хороший розвиток сільськогосподарських культур і відповідний урожай. До цих властивостей належать: гомогенність ґрунтової маси, близькі до нейтрального або слаболужні значення рН, достатній вміст гумусу, елементів живлення рослин і сприятливі фізичні та водно-фізичні властивості орного горизонту. Найважливішою властивістю агрогенної частини профілю є стійкість у часі сприятливих властивостей, створених людиною, і умов, якими вони визначаються [149, с. 1518-1529].

Проте, не зважаючи на позитивні, існує низка негативних наслідків окультурення гумусового горизонту ґрунтів території досліджень. Так, під впливом землеробства гумус орних горизонтів стає більш рухомим, так як його відтворення відбувається, очевидно, за рахунок збільшення вмісту лабільних речовин, що пептизуються водою. Це призводить до значного погіршення фізичних властивостей агрогенних горизонтів: збільшується вміст брилуватих та пороховатих окремоностей, поверхня розтріскується з утворенням міжтріщинних блоків [132-134].

Одним з основних методів вивчення глибини трансформації ґрунтів під дією антропогенного впливу є порівняння розбіжностей між властивостями орного і підорного горизонтів. А так як негативні аспекти агропедогенезу відображаються по-різному як в орному, так і в підорному горизонтах, то на нашу думку трансформацію (фізичну, хімічну та біологічну) досліджуваних ґрунтів варто розглядати порівнюючи властивості орного та підорного горизонтів.

Розглядаючи фізичну трансформацію ґрунтів території досліджень варто сконцентрувати увагу на зміні їх структурного стану. Так їх підорні гумусові горизонти характеризуються значним збільшенням брилуватості (на 50% в чорноземах південних не солонцюватих та залишково-солонцюватих і аж на 245% в темно-каштанових слабосолонцюватих ґрунтах) та зменшенням вмісту агрономічно цінних агрегатів (до 7% і 31% відповідно) порівняно із орними горизонтами, що є характерним проявом злитизації. Підвищена інтенсивність злитизації в темно-каштанових ґрунтах пояснюється меншою їх гумусованістю, а також пониженою стійкістю до антропогенного впливу. У цей же час орні горизонти досліджуваних ґрунтів характеризуються підвищеною порохуватістю (вміст агрегатів < 0,25мм на 17-60% вищий ніж в підорних горизонтах), що є наслідком їх частого розорювання (рис. 6.2, табл. 6.1).

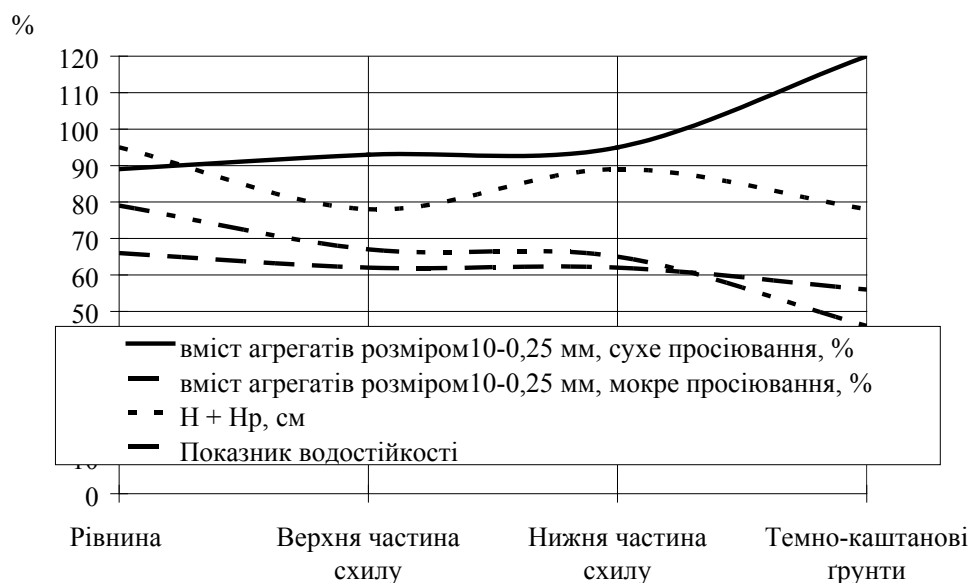


Рис. 6.2. Фізичні властивості чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих (у порівнянні з чорноземами південними не солонцюватими)

Посилення процесів злитизації та розпилення ґрунтової маси в більш зволжених ґрунтах можна пояснити як змиванням гуматів натрію вниз по схилу, так і підвищеним вмістом водорозчинного гумусу.

Таблиця 6.1

Трансформація фізичних властивостей в агрогенному профілі ґрунтів (відмінність між орним і підорним горизонтами)<sup>1</sup>

Показник	Чорноземи південні не солонцюваті	Чорноземи південні залишково-солонцюваті			Темно-каштанові слабосолонцюваті ґрунти
		рівнина	верхня частина схилу	нижня частина схилу	
1	2	3	4	5	6
>10 <sup>2</sup>	<u>-36</u> -8,10	<u>-12</u> -1,08	<u>-20</u> -4,88	<u>-47</u> -7,8	<u>-245</u> -26,70
10-0,25 <sup>3</sup>	<u>5</u> 3,7	<u>-8</u> -34	<u>3</u> 1,93	<u>7</u> 5,1	<u>31</u> 25,8
<0,25 <sup>4</sup>	<u>60</u> 4,4	<u>17</u> 0,90	<u>24</u> 2,95	<u>32</u> 2,03	<u>18</u> 0,90
КС <sup>5</sup>	<u>16</u> 0,37	<u>3</u> 0,08	<u>6</u> 0,13	<u>20</u> 0,52	<u>74</u> 3,89
КВ <sup>6</sup>	<u>-97</u> -204,35	<u>-16</u> -18,75	<u>-55</u> -106,61	<u>-62</u> -103,77	<u>-20</u> -29,2
ПВ <sup>7</sup>	<u>-9</u> -6,53	<u>-10</u> -0,44	<u>-20</u> -10,50	<u>-39</u> -12,73	<u>-56</u> -19,36
10-0,25 <sup>8</sup>	<u>-3</u> -1,6	<u>-10</u> -3,13	<u>-16</u> -5,13	<u>-16</u> -5,13	<u>-8</u> -2,3
<0,25 <sup>9</sup>	<u>3</u> 1,6	<u>5</u> 3,13	<u>8</u> 5,13	<u>8</u> 5,17	<u>3</u> 2,3

Примітки:

<sup>1</sup> Чисельник – відносна різниця, знаменник – абсолютна різниця

<sup>2</sup> Вміст агрегатів більше 10 мм при сухому просіюванні, %

<sup>3</sup> Вміст агрегатів від 10 до 0,25 мм при сухому просіюванні, %

<sup>4</sup> Вміст агрегатів менше 0,25 мм при сухому просіюванні, %

<sup>5</sup> Коефіцієнт структурності

<sup>6</sup> Критерій водостійкості

<sup>7</sup> Показник водостійкості

<sup>8</sup> Вміст агрегатів від 10 до 0,25 мм при мокрому просіюванні, %

<sup>9</sup> Вміст агрегатів менше 0,25 мм при мокрому просіюванні, %



Розвиток негативних процесів також сприяє зміні показників структурного стану ґрунтів території досліджень. Так, підорні горизонти характеризуються зниженням коефіцієнту структурності (на 20% в чорноземах південних і на 74% в темно-каштанових ґрунтах) порівняно із орними горизонтами. У свою чергу, орні горизонти характеризуються значним погіршенням характеристик водостійкості структури. Критерій водостійкості порівняно з підорними горизонтами зменшується на 20-97%, а показник водостійкості – на 9-56% (табл. 6.1). Просторова відмінність в диференціації зміни характеристик водостійкості (показник критерію водостійкості зменшується в орних горизонтах із заходу на схід, а показник водостійкості – навпаки) пояснюється вищою стійкістю зернистих агрегатів темно-каштанових ґрунтів до руйнуючої дії води. Проте, більш швидкі темпи деградації структурних характеристик орних горизонтів темно-каштанових ґрунтів та ґрунтів верхніх частин схилів помітні, якщо порівняти їх із чорноземами південними не солонцюватими. Вміст структурних агрегатів <0,25 мм при сухому просіюванні в темно-каштанових ґрунтах збільшується на 20%, але вміст агрегатів цього ж розміру при мокрому просіюванні в них закономірно зменшується на 44%, що, в свою чергу, призводить до зменшення показнику водостійкості на 54%. Це є ознакою утворення нестійких агрегатів (які зцементовані катіонами натрію) або наслідком механічного подрібнення кірки, що утворюється при запливанні поверхні після опадів (рис. 6.2).

Отже, результати досліджень, які узагальнюють матеріали еволюції агрофізичних властивостей ґрунтів території досліджень, свідчать про негативний, у цілому, вплив сільськогосподарського використання на їх найбільш важливі показники: погіршується структурний стан, зменшується водостійкість, з'являється брилуватість та запливання після опадів, погіршується водопроникність та аерованість у зв'язку із утворенням плужної підшви та після ущільнення ґрунту ходовими системами тракторів, що, в цілому, обумовлює зниження біологічної активності (в основному, процесів нітрифікації).

Хімічна трансформація ґрунтів – це зміна їх фізико-хімічних властивостей, запасів поживних речовин, вторинне засолення, осолонцювання і забруднення токсикантами. Найважливішою складовою хімічної трансформації є трансформація органічної речовини ґрунту.

Органічна речовина ґрунтів (як і найважливіша її частина – гумус) утворилася та накопичувалася в процесі їх утворення, і тому вміст гумусу, його склад і властивості

гумусових речовин, їх розподіл по ґрунтовому профілю необхідно віднести до найважливіших ознак, які відображають як сучасну історію ґрунтоутворення, так і історію розвитку ґрунтового покриву в цілому. У цей же час, варто констатувати, що саме вміст гумусу і його параметри дуже швидко реагують на зміну умов ґрунтоутворення (зокрема, на зміну рослинного покриву, складу і функцій ґрунтової біоти, внесення мінеральних і органічних добрив, забруднення ґрунтів в результаті кислотних опадів, надходження важких металів, нафтопродуктів, та інших речовин антропогенного походження).

Особливо чітко і найбільш помітно в системі трансформації гумусового стану ґрунтів території досліджень проявляється втрата гумусу, яку часто називають дегуміфікацією. Дегуміфікація, як правило, супроводжується погіршенням ґрунтових властивостей і це зумовлює її позиціонування як однієї із найважливіших причин зниження родючості ґрунтів. Це є наслідком того, що при втраті гумусу в ґрунті залишаються найбільш стійкі до розкладу його компоненти, знижуються запаси і доступність для рослин та мікроорганізмів біогенних елементів, знижується біогенна активність ґрунтів (в тому числі і активність процесів трансформації азоту, починаючи з азотфіксації), змінюється структура ґрунту (що спричиняє ущільнення, порушення газообміну і зміну окисно-відновного потенціалу) [132-134].

Також зменшення вмісту гумусу характерне для підорних горизонтів досліджуваних ґрунтів (від 5% в темно-каштанових ґрунтах до 14-16 % в чорноземах південних). Аналогічними є зміни і для вмісту гумінових, фульвокислот (табл. 6.2). Причина такої різниці може бути пов'язана із високою стабільністю гумусу каштанових ґрунтів і міцністю зв'язку їх гумінових речовин з мінеральною частиною ґрунту (переважання "бурих" гумінових кислот). Також важливим чинником дегуміфікації, можливо, є недостача лабільних (рухомих) гумусових речовин у підорних горизонтах (внаслідок зменшення їх вмивання через утворення плужної підшви), що спричиняє посилену мінералізацію органічної речовини в цілому і розглядається науковцями як прогресуюча дегуміфікація [133, с. 54-58; 135, с. 26-36].

Таблиця 6.2

**Трансформація показників гумусового стану в агрогенному профілі ґрунтів  
(відмінність між орним і підорним горизонтами)<sup>1</sup>**

Показник	Чорноземи південні не солонцюваті	Чорноземи південні залишково-солонцюваті			Темно-каштанові слабо-солонцюваті ґрунти
		рівнина	верхня частина схилу	нижня частина схилу	
$C_{гк}^2$ %	<u>0,2</u> 14	<u>0,19</u> 16	<u>0,11</u> 10	<u>0,11</u> 10	<u>0,04</u> 5
$C_{фк}^2$ %	<u>0,03</u> 5	<u>0,07</u> 12	<u>0,02</u> 4	<u>0,03</u> 4	<u>0,01</u> 2
$C_{гк} : C_{фк}$	<u>0,22</u> 10	<u>0,19</u> 6	<u>0,13</u> 7	<u>0,10</u> 6	<u>0,05</u> 3
Гумус, %	<u>0,39</u> 11	<u>0,43</u> 14	<u>0,22</u> 8	<u>0,32</u> 8	<u>0,08</u> 4
$K_{ст}^2$	<u>1,97</u> 10	<u>0,66</u> 6	<u>0,52</u> 6	<u>0,95</u> 8	<u>0,25</u> 4

Примітки:

<sup>1</sup> Знаменник – відносна різниця, чисельник – абсолютна різниця<sup>2</sup> Показник якості і стабільності гумусу

На основі багаторічних досліджень встановлена певна закономірність відносних втрат гумусу в географічному аспекті – від підзони типових чорноземів на північ і південь спостерігається збільшення втрат гумусу в орному шарі ґрунтів. Так, якщо в чорноземах типових зниження гумусу за період їх сільськогосподарського використання 50-300 р. становить всього 3-14%, то в чорноземах опідзолених – 14-19%, а в чорноземах південних (що використовувалися 10-60 р.) – 10-21% відносно до цілинних аналогів. В інтразональному аспекті виявлено збільшення втрат гумусу із збільшенням гідроморфізму і солонцюватості ґрунтів. У лучно-чорноземних і чорноземно-лучних ґрунтах, що використовувалися 30-150 р., зниження вмісту гумусу в орному шарі склало 15-25 % по відношенню до цілини. Більш високі темпи дегуміфікації спостерігаються й у солонцюватих ґрунтах. Але, при освоєнні під рілля темно-каштанових та каштанових ґрунтів суттєвого зниження вмісту гумусу не спостерігається, можливі причини чого зазначені вище [132, с. 226-227; 133, с. 71-75].

Найбільше зменшення вмісту гумусу (порівняно із чорноземами південними не солонцюватими) характерна для темно-каштанових ґрунтів і становить 39%. Для чорноземів південних ця цифра становить 20-30%, що, враховуючи високу стійкість темно-каштанових ґрунтів до дегуміфікації, свідчить про її низькі темпи в досліджуваних ґрунтах. Даний факт підтверджується дослідженнями Ярмака В.О. За його даними зменшення вмісту гумусу за 90 років сільськогосподарського використання більш всього спостерігається в автоморфних ґрунтах північної частини середньостепової підзони (чорноземах південних плакорів), де вміст гумусу зменшився в середньому на 40-50% (з 6,0-6,5 до 3,5-4,0 %). У південній частині середнього Степу швидкість дегуміфікації в аналогічних умовах дещо менша (з 3,4-4,2 до 2,0-2,5%, тобто на 25-30%). В цей же час, зниження вмісту гумусу в лучно-чорноземних ґрунтах майже не відбулося, а в деяких випадках навіть підвищилося. Також необхідно відмітити те, що на відміну від початку ХХ сторіччя, коли спостерігалася чітка диференціація підзони середнього Степу за вмістом гумусу (з півночі на південь) у 2005-2006 роках спостерігається більша однорідність гумусового стану ґрунтів (зрівельованість гумусової зональності) (рис. 6.3) [151].

Сільськогосподарське використання досліджуваних ґрунтів визначило істотні зміни всіх показників їх гумусового стану. Встановлено розширення співвідношення  $C_{гк} : C_{фк}$  (що підтверджується зміною кольору гумусового горизонту за останні 150 років), підвищення вмісту рухомої частини гумусу, а також збіднення його азотом.

Низькі темпи дегуміфікації та розширення співвідношення  $C_{гк} : C_{фк}$  можна пояснити двостадійністю цього процесу. Так, спочатку відбувається розклад лабільних (рухомих) сполук (водорозчинної фракції гумусу), а потім – більш стійких (гумінових кислот, гумітів, гуміну) [132]. Підтвердженням цьому є зменшення вмісту водорозчинного гумусу (на 20-62%), а також показників оптичної щільності (коефіцієнту екстинції при довжині хвилі 485 нм на 37-41%, відношення коефіцієнтів екстинції при довжинах хвиль 485 і 690 нм на 51-55%, коефіцієнта стійкості гумусу – на 60-71%) в ґрунтах території досліджень порівняно з чорноземами південними не солонцюватими. Враховуючи це, можна спрогнозувати прискорення темпів дегуміфікації в ґрунтах верхніх частин схилів та темно-каштанових ґрунтах, в яких спостерігається найбільше зменшення вмісту лабільних гумусових речовин. Це підтверджується зменшенням вмісту гумінових кислот в цих ґрунтах (на 34-47%) відносно чорноземів

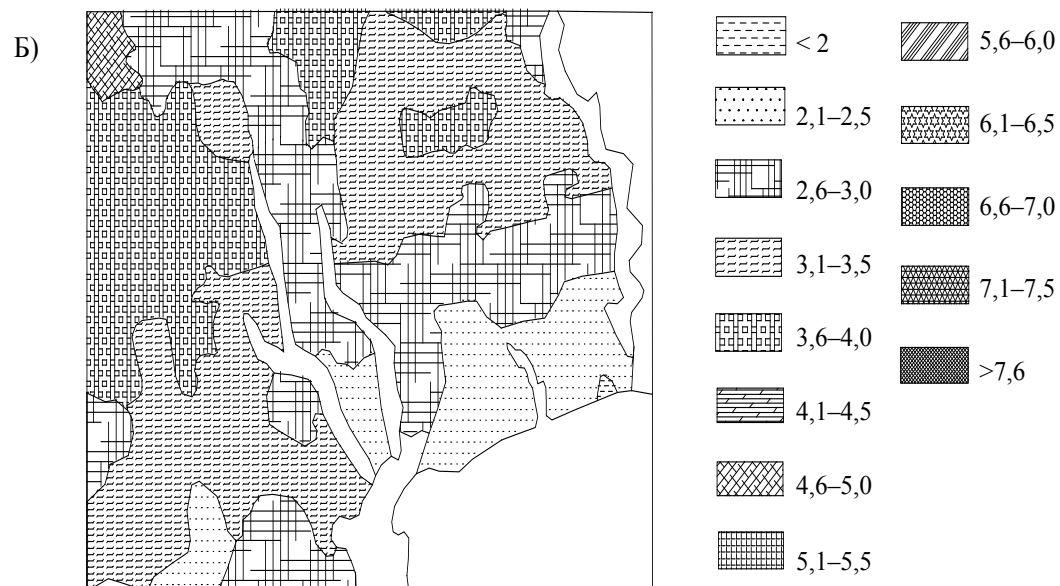
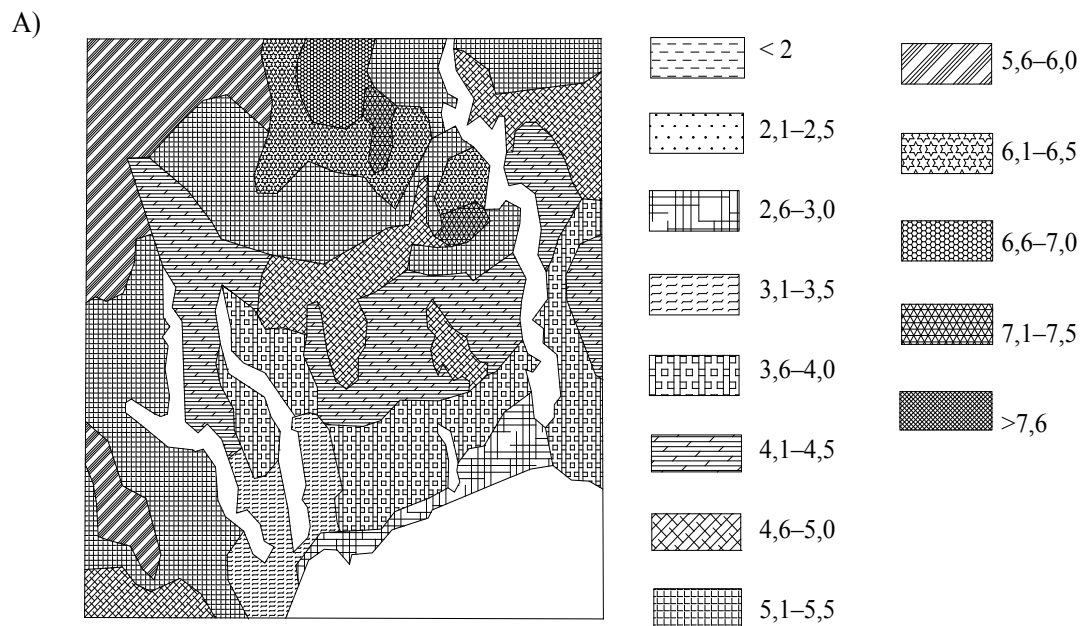


Рис.6.3. Картограми вмісту гумусу (в %) на початку XX ст. (А) і XXI ст. (Б) (за Ярмаком В.О. [151]).

південних не солонцюватих (рис. 6.4, рис. 6.5). Звідси випливає, що для збереження гумінових речовин необхідно збагачення даних ґрунтів лабільними компонентами, яких багато у свіжих рослинних рештках і органічних добривах.

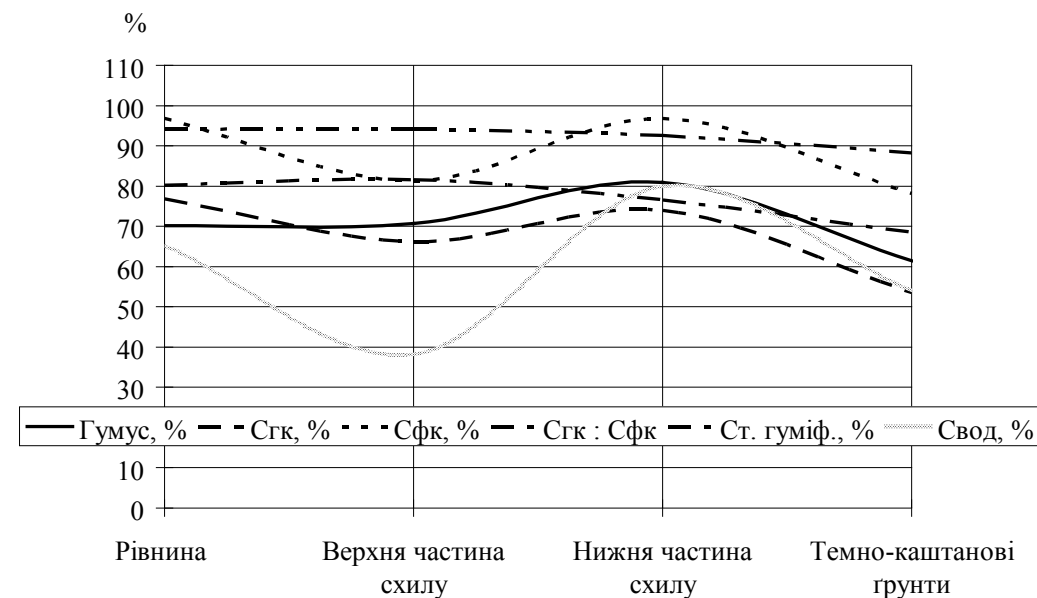


Рис. 6.4. Гумусовий стан чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих (у порівнянні з чорноземами південними не солонцюватими)

Проте, багатьма науковцями неоднократно зверталася увага на те, що досить важко (а, імовірно, і неможливо), однозначно оцінити ті зміни, які відбуваються із гумусовим станом ґрунтів при їх окультуренні. Перечислюючи можливі причини дегуміфікації, не можна не відмітити так звані ефемерні втрати гумусу, які обумовлені нечіткою технікою відбору ґрунтових проб (неоднорідністю ґрунтового покриву, мікрорельєфом, нівелюванням території в процесі розорювання) або використанням неспівставних аналітичних прийомів визначення органічного вуглецю, що потребують стандартизації [132, 205-206; 152, с. 163].

Сільськогосподарське використання досліджуваних ґрунтів, особливо без застосування добрив або при внесенні їх у невеликих кількостях, зумовлює, окрім дегуміфікації, зменшення ємності обміну, кількості обмінного кальцію, погіршення інших фізико-хімічних властивостей і ефективної родючості. Так, спостерігається вилугування вбирного кальцію з орного горизонту (вміст на 8-13% менший, ніж в підорному

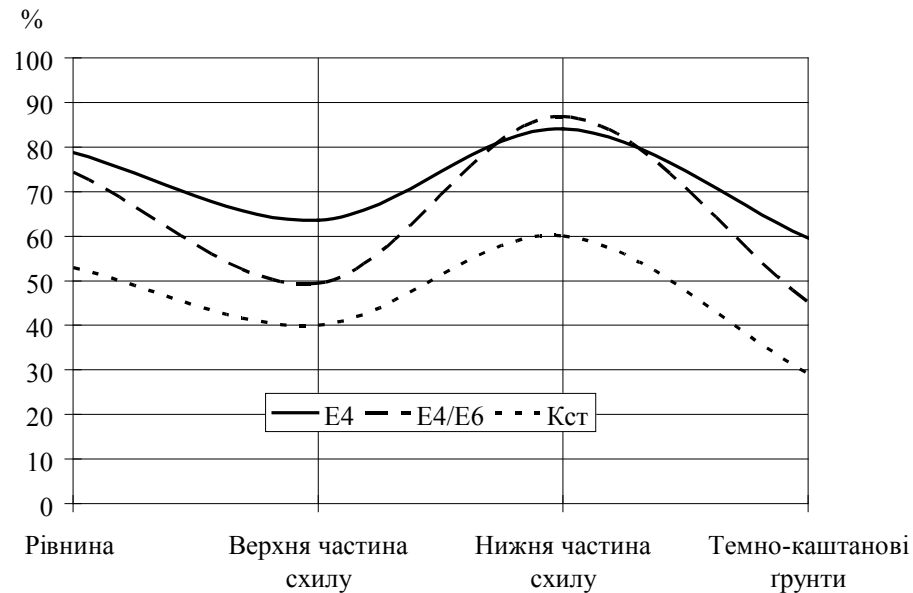


Рис. 6.5. Оптичні показники гумінових кислот чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих (у порівнянні з чорноземами південними не солонцюватими)

горизонті) та зменшення в ньому суми вбирних основ (на 6-11%), а, отже, і ємності вбирання. У свою чергу, в підорному горизонті збільшується вміст вбирного натрію (на 12-16% порівняно з орним горизонтом), що є однією із причин його брилуватості та злитизації. Також у підорному горизонті зафіксовано зменшення содостійкості (на 13%) і та критичної буферної ємності (5-18%), що також пояснюється збільшенням вмісту вбирного натрію (табл. 6.3). У просторовому аспекті значне зниження окремих показників фізико-хімічних властивостей (у порівнянні із чорноземами південними не солонцюватими) спостерігається в темно-каштанових ґрунтах (суми вбирних основ на 32%, а співвідношення  $\text{Ca}^{2+}:\text{Mg}^{2+}$  на 53%) і в чорноземах південних залишково- і слабосолонцюватих плакорів та верхніх частин схилів (буферної ємності і содостійкості в середньому на 26%, а критичної буферної ємності – на 50-60%) (рис. 6.6).

Трансформація фізико-хімічних властивостей в агрогенному профілі ґрунтів (відмінність між орним і підорним горизонтами)<sup>1</sup>

Показник	Чорноземи південні не солонцюваті	Чорноземи південні залишково-солонцюваті			Темно-каштанові слабосолонцюваті ґрунти		
		рівнина	верхня частина схилу	нижня частина схилу			
$\text{Ca}^{2+}:\text{Mg}^{2+}$	Не визначали	<u>-14</u> -0,41	<u>-13</u> -0,34	<u>-8</u> -0,42	Не визначали		
мг-екв\100 г ґрунту	обмінні	$\text{Na}^{2+}$	Не визначали	<u>-12</u> -0,08	<u>-16</u> -0,17	<u>-16</u> -0,10	Не визначали
		$\text{Ca}^{2+}$	Не визначали	<u>-13</u> -1,83	<u>-9</u> -1,38	<u>-8</u> -1,3	Не визначали
		$\text{Mg}^{2+}$	Не визначали	<u>-1</u> 0	<u>3</u> 0,25	<u>2</u> 0,1	Не визначали
		Сума	Не визначали	<u>-11</u> -2,05	<u>-6</u> -1,26	<u>-6</u> -1,20	Не визначали
pH	<u>-2</u> -0,12	<u>-2</u> -0,15	<u>-1</u> -0,11	<u>-1</u> -0,04	<u>-1</u> -0,09		
БЄ <sup>2</sup>	<u>0</u> 0	<u>-3</u> -0,08	<u>-3</u> -0,01	<u>-1</u> -0,03	<u>0</u> 0		
Сс <sup>3</sup>	<u>7</u> 1,4	<u>4</u> 0,5	<u>8</u> 1,2	<u>1</u> 0,1	<u>13</u> 1,8		
КБЄ <sup>4</sup>	<u>18</u> 0,89	<u>16</u> 0,27	<u>13</u> 0,17	<u>3</u> 0,06	<u>5</u> 0,18		

Примітки:

<sup>1</sup> Знаменник – відносна різниця, чисельник – абсолютна різниця

<sup>2</sup> Буферна ємність, мг-екв NaOH\100 г ґрунту

<sup>3</sup> Содостійкість, мг-екв\100 г ґрунту

<sup>4</sup> Критична буферна ємність, мг-екв\100 г ґрунту

Таким чином, порушення природного співвідношення факторів ґрунтоутворення при сільськогосподарському використанні, характерного для чорноземного типу ґрунтів території досліджень, призводить до необоротних змін багатьох властивостей, у тому числі і фізико-хімічних. Очевидно, що основним чинником деградації фізико-хімічних властивостей досліджуваних ґрунтів є переважання процесів мінералізації органічної речовини, що обумовлює через зменшення вмісту гумусу зниження ємності поглинання, змінення складу обмінних катіонів та підвищення потенційної лужності.

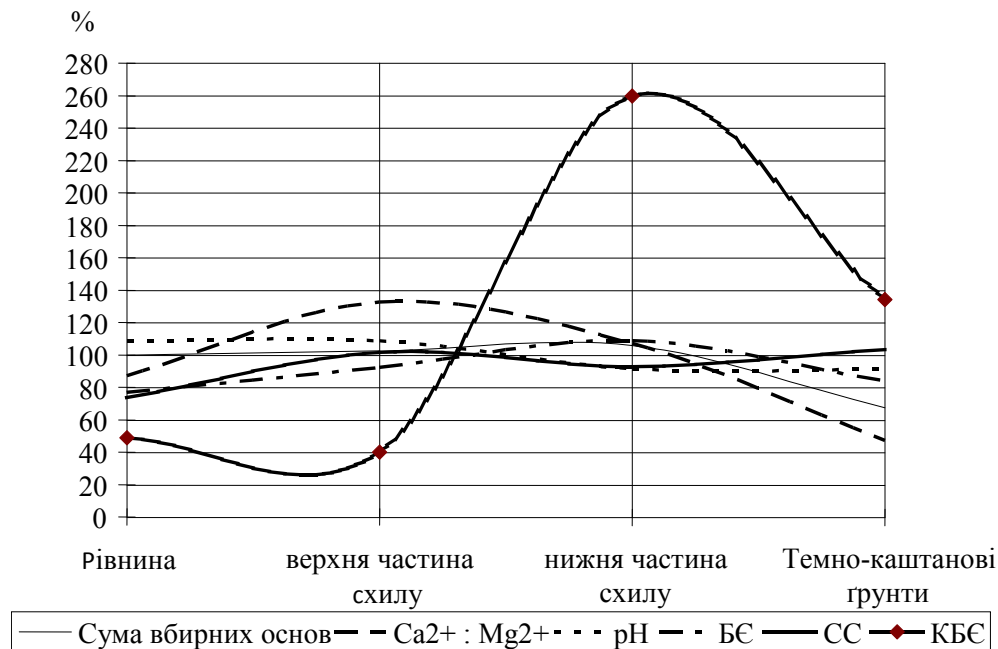


Рис. 6.6. Фізико-хімічні властивості чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих (у порівнянні з чорноземами південними не солонцюватими)

Біологічна трансформація ґрунтів – це зміна чисельності видового різноманіття і оптимального співвідношення різних видів ґрунтової флори, фауни та мікроорганізмів, забруднення ґрунтів патогенними мікроорганізмами. При будь-яких впливах на ґрунти першими на них реагують саме організми. З одного боку, вони прагнуть завдяки зміні своєї активності підтримати рівновагу, а з другого – вони першими страждають від порушень. Комплекс ґрунтових організмів більш стійкий функціонально, ніж структурно, тому при сільськогосподарському використанні ґрунтів, у першу чергу, порушується їх біорізноманіття, відбувається перегрупування популяцій, змінюються та зникають домінуючі види і з'являються нові [132, с. 55-57; 133, с. 190-200].

Організми досліджуваних ґрунтів страждають від усіх видів антропогенної трансформації. Так, спостерігається різке зменшення біологічної активності в ущільнених підорних горизонтах ґрунтів території досліджень і утворення своєрідного абіогенного горизонту. Цьому також сприяє механічне винесення ґрунтових організмів за межі профілю при вітровій чи водній ерозії та зменшення вмісту біофільних елементів і збільшення вмісту натрію. Наслідком є зменшення вмісту гумусу в підорних горизонтах на 4-14%, як зазначено вище.

Трансформація ґрунтів, особливо ущільнення і руйнування структури, а також зміна водного режиму призводять до розбалансування мікробіологічних процесів, утворення анаеробних умов, розвитку денітрифікації, утворення токсичних речовин, корінної зміни ґрунтової біоти. Таким чином, трансформація біологічних властивостей досліджуваних ґрунтів наносить небезпечну і багатосторонню екологічну шкоду як для ґрунтів, так і для біосфери в цілому.

Серед багатьох чинників еволюції досліджуваних ґрунтів в умовах їх агрогенної трансформації ерозія є одним з найбільш важливих факторів деградації, що значно посилюється при інтенсифікації землеробства. На території досліджень ерозійні процеси представлені двома традиційними видами – водною та вітровою ерозією. У свою чергу, водна ерозія відбувається двома шляхами (площинна і лінійна ерозія), а вітрова – рівномірним поверхневим перевіюванням [132, с. 58-59]. За картосхемою ерозійної небезпеки земель півдня України чорноземи південні території досліджень характеризуються середнім ступенем ерозійної небезпеки, а темно-каштанові ґрунти – помірним. Значна ерозійна небезпечність досліджуваних ґрунтів підтверджується високою розпиленістю їх орних горизонтів, та пониженими значеннями показника та критерію водостійкості. Очевидно, що саме ерозія є однією із причин значного пониження практично всіх параметрів властивостей у ґрунтах верхніх частин схилів та темно-каштанових ґрунтах.

Отже, ерозія ґрунтів у системі інших факторів є одним із найважливіших чинників агрогенної трансформації педосфери території досліджень. На рис. 6.7 зображено основні зміни, які відбуваються в досліджуваних ґрунтах внаслідок ерозійної трансформації. Ці зміни охоплюють, окрім процесів трансформації фізичних, також трансформацію хімічних та біологічних властивостей ґрунтів, що підтверджується результатами досліджень.

Варто зазначити, що в лабораторії генезису ґрунтів ННЦ ІГА під керівництвом М.І. Полупана розвинута нова система поглядів на формування схилових ґрунтів, за якою поверхневий стік на схилах різної крутизни здійснюється за наявною системою улоговин (папілярів), і тому площинний змив ґрунту практично відсутній або має неістотне значення. Формування ж ґрунтів з різною потужністю гумусового профілю зумовлено неоднаковими умовами зволоження (або аридизації), що частково підтверджується нашими дослідженнями. Тому замість слабо-, середньо- та сильно змитих ґрунтів пропонується виділяти слабксероморфні, середньоксероморфні та сильноксероморфні ґрунти відповідно [16, с. 69].

Таким чином, ерозія в системі факторів антропогенної еволюції ґрунтів території досліджень займає дуже значне місце, а спричинені нею трансформації призводять до зміни морфології ґрунтового профілю, інтенсивності елементарних ґрунтових процесів і, внаслідок цього, змінюють класифікаційне положення ґрунтів, структуру ґрунтового покриву, і знижують родючість ґрунтів.



Рис. 6.7. Вплив ерозійної деградації на властивості ґрунтів в смузі переходу від середнього до сухого Степу

Зазначимо, що характерною особливістю антропогенної трансформації ґрунтів у смузі переходу від середнього до сухого Степу є її посилення зі сходу на захід, тобто від темно-каштанових ґрунтів до чорноземів південних, а також зменшення в слабо-ксероморфних слабозмитих відмінах. Причиною цього, на нашу думку, є генетичні особливості ґрунтів та їх вихідний (цілинний) стан, який і обумовив відмінність в темпах змін внаслідок агрогенного впливу.

## 6.2. Процеси антропогенної еволюції ґрунтів

Як бачимо, сучасний стан ґрунтоутворення в смузі переходу від середнього до сухого Степу обумовлений дуалістичною циклічністю функціонування окультурених ґрунтів – природною і агрогенною. Природна циклічність пов'язана із природними добовими, річними і багаторічними ритмами. Основними її компонентами є гумусоутворення, оструктурення і міграція карбонатів, що визначаються біокліматичними умовами території. Агрогенна циклічність також характеризується чітким ритмом протягом сільськогосподарського року, але він є зміщеним у відповідності до найбільш кардинальних антропогенних впливів на ґрунти. Компонентами цієї форми є ущільнення, деструктуризація, кіркоутворення, злитизація та ін. Доведено, що агрогенні процеси не є випадковими та хаотичними, а є зкорельованими і залежать від вихідного стану ґрунту. Так, вони посилюють або видозмінюють природні процеси й надають ґрунтам нові функції (функціонально-трансформаційні та режимно-трансформаційні), або впливають тільки на окремі елементи ґрунтового профілю і не порушують загального плину та направленості ґрунтоутворюючого процесу (морфотрансформаційні) [147, с. 112-121].

Таким чином, сучасна еволюція ґрунтів у смузі переходу від середнього до сухого Степу визначається ефективною інтеграцією одночасно двох взаємопов'язаних і взаємообумовлених форм еволюції – природної і агрогенної, що створюють єдину природно-антропогенну ґрунтову екосистему. Тому, внаслідок інтеграції природної та агрогенної еволюції, у досліджуваних ґрунтах спостерігається декілька варіантів природно-антропогенних напрямків ґрунтоутворення [147, с. 112-121]:

- природно-агрогенний, коли в окультуреному ґрунті визначальними залишаються природні, але дещо модифіковані процеси;
- агрогенно-природний, коли в орному ґрунті визначальними залишаються природні процеси, але суттєво підсилюються процеси, які відсутні в цілинних ґрунтах і не відіграють в них діагностуючої ролі;

- агрогенний, коли в окультуреному ґрунті різко посилюються антропогенні процеси, що призводить до зниження інтенсивності чорноземоутворюючих природних процесів (але напрямок ґрунтоутворення зберігає природний тренд).

У випадку всіх вищезгаданих варіантів утворюється агрогенний профіль, що представляє собою єдине генетичне утворення, функціонування якого визначається природними процесами розкладу й синтезу органічної речовини, а також агрогенними процесами трансформації вихідної і принесеної мінеральної речовини. Продукти біопедогенезу формують склад ґрунтового розчину й суспензій, що мігрують по всьому профілю і забезпечують консервацію і відтворення чорноземного виду. На основі цього можна вважати, що сучасна еволюція ґрунтів у смузі переходу від середнього до сухого Степу визначається складним комплексом природно-агрогенних процесів, серед яких провідна роль притаманна природним чорноземоутворюючим процесам (табл. 6.4).

Природні ґрунтоутворюючі процеси в досліджуваних ґрунтах можна умовно розділити на дві групи: біокліматичні та фізико-механічні синеволюційні. До групи біокліматичних процесів варто віднести такі – гумусоутворення, комплексоутворення, бергінізація та оструктурення. У свою чергу, до фізико-механічних процесів належать компартаментация, елювіально-карбонатний процес (вилуговування, карбонатизація), дебазифікація, хаплоїдизація та диференціація ґрунтового профілю.

Агрогенні процеси еволюції ґрунтів території досліджень поділяють на три групи: морфотурбаційні, режимно-турбаційні та функціонально-турбаційні. До морфотурбаційних процесів варто віднести процеси стратифікації, злитизації, плагенізації (гомогенізації) та деструктуризації. Режимно-турбаційні процеси – кіркоутворення, арідизація та гумідидація. А до групи функціонально-турбаційних процесів належать дегуміфікація, забруднення та біологічна деградація ґрунтів. Власне деградаційні процеси в досліджуваних ґрунтах є ерозійними і поділяються на види водної та вітрової ерозії.

Систематизація факторів та процесів антропогенної еволюції досліджуваних ґрунтів дозволяє виділити, так звані, “елементарні ландшафтні процеси” як необхідний фон для вивчення закономірностей їх агрогенної трансформації. До “елементарних ландшафтних процесів” території досліджень можна віднести водну та вітрову ерозію, зміну водного режиму, карбонатно-кальцієвого і сольового режимів, пертурбацію біологічної активності та ін. На основі аналізу цих процесів нами проведена типізація характерних ландшафтів на межі середнього та сухого Степу за ступенем прояву агрогенної трансформації ґрунтів (табл. 6.5).

**Процеси сучасної еволюції ґрунтів  
на межі середнього і сухого Степу ([147], модифікована авторами)**

Природні	Біокліматичні	Гумусоутворення
		Комплексоутворення
		Бергінізація
		Оструктурення
		Гумідидація
	Фізико-механічні	Компартаментация
		Елювіально-карбонатний
		Дебазифікація
		Гаплоїдизація
		Диференціація
Агрогенні	Морфотрансформаційні	Стратифікація
		Злитизація
		Плагенізація (гомогенізація)
		Деструктуризація
		Кіркоутворення
	Режимно-трансформаційні	Аллопсевдоморфоз
		Запливання
		Аридизація
		Підлужнення
		Дегуміфікація
Функціонально-трансформаційні	Забруднення	
	Біологічна деградація	
	Водна ерозія	
Деградаційні	Ерозійні	Вітрова ерозія

Найважливішими детермінантами прояву ландшафтної диференціації території є неоднорідність рельєфу та антропогенний вплив. Звідси можна зробити висновок, що процес агропедогенезу на вододілах та схилах проходить не однаково. На вододілах у підорних горизонтах агрогенних ґрунтів процес гуміфікації не відновлює повністю втрат гумусу внаслідок мінералізації. На верхніх частинах схилів переважають екзогенні деструктивні процеси, що призводять до втрат гумусу і скальпування ґрунтів. Тільки на нижніх частинах схилів агропедогенез характеризується майже природнім трендом із погіршенням фізичних властивостей підорного горизонту.

Отже, на фоні природної еволюції ландшафту території досліджень сільськогосподарське освоєння ґрунтів інтенсифікує процеси трансформації середовища ґрунтоутворення (змінюється об’єм, хімізм та швидкість біохімічного кругообігу). Постійний



антропогенний вплив на ґрунти обумовлює розвиток ряду нових, нетипових для цілинних ґрунтів, та порушення природної циклічності природних ґрунтоутворюючих процесів. Усе це призводить до поступової перебудови ґрунтоутворення за природно-антропогенним типом, при збереженні загальної направленості на консервацію та відтворення чорноземного типу ґрунтоутворення.

Таблиця 6.5

**Типізація ландшафтів в смузі переходу від середнього до сухого Степу за умовами агрогенної еволюції**

Тип ландшафту	Тип ґрунтоутворення	Форми прояву трансформації ґрунтів
Плоскорівнинний	Деградаційно-і слабодеградаційно-чорноземний	Поглиблення гумусового та розпилення орного горизонту, зменшення вмісту агрономічно цінних агрегатів, дегуміфікація орного і підорного горизонту, зниження показників буферності, зниження величини рН в підорному горизонті.
Привершинний крутосхилувий	Чорноземно-деградаційний	Зменшення потужності профілю, розпилення орного горизонту, зменшення водостійкості структури, посилення дегуміфікації, різке зменшення вмісту лабільного гумусу та оптичних властивостей гумінових кислот, зниження показників буферності, дефіцит біофільних елементів.
Нижньосхилово-пологосхилувий	Слабодеградаційно-чорноземний і чорноземний	Поглиблення гумусового горизонту, його розпилення, посилення злитизації підорного горизонту, зниження темпів дегуміфікації, а подекуди і проградація гумусового стану, стабільність буферних властивостей та їх покращення.

**Висновки.**

1. У смузі переходу від середнього до сухого Степу спостерігається закономірна зміна властивостей ґрунтів території досліджень у широтному напрямку із заходу на схід, тобто від чорноземів південних не солонцюватих до темно-каштанових слабосолонцюватих ґрунтів. Проміжною ланкою між цими ґрунтовими типами є чорноземи південні залишково- і слабосолонцюваті, які і займають всю територію перехідної зони між сухим та середнім степом і характеризуються чорноземними параметрами своїх властивостей, а також реліктовими ознаками, що наближають їх до темно-каштанових ґрунтів.

2. Неоднорідність геоморфологічної обстановки території досліджень призводить до катенарної диференціації ґрунтового покриву у вигляді педотопокатен, які приурочені до форм лінійної і площинної ерозії. Ґрунти різних рівнів місцевих педотопокатен характеризуються неоднаковим рівнем зволоження та еродованості. Результатом цього є відмінність не тільки в морфологічних, а й у фізико-хімічних властивостях ґрунтів різних рівнів мікрокатен. Так, ґрунти верхніх частин схилів більш наближені за своїми властивостями до темно-каштанових ґрунтів, ніж ґрунти інших рівнів мікрокатен, які по-суті є чорноземами південними.

3. Перехідний статус структури ґрунтового покриву на межі середнього і сухого Степу зумовлений переходом ґрунтів території від темно-каштанових слабосолонцюватих до чорноземів залишково- і слабосолонцюватих.

4. Інтенсивність агрогенної еволюції ґрунтів території досліджень обумовлена їх генетичними особливостями. Темно-каштанові ґрунти та чорноземи південні еродовані (слабоксероморфні) характеризуються менш значними антропогенними змінами, ніж чорноземи південні залишково- і слабосолонцюваті.

## СЕРЕДНЬО-СУХОСТЕПОВИЙ ПЕДОЕКОТОН ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я

Однією з найменш досліджених проблем у сучасній географії є розробка теорії поліструктурності географічного простору, основним аспектом якої є співвідношення дискретності та континуальності географічних явищ і процесів, тобто концепція поліморфізму геосистем. За цією концепцією в організації біосфери континуальність та дискретність явищ з'єднані в єдину динамічну систему, а процес еволюції природних систем переривається періодами їх руйнування, формуванням дисипативних структур (стан тимчасової деструктурованості), а потім утворенням нових відносно стійких структур [154, с. 21-31].

У теперішній час у результаті антропогенної діяльності різко зростає дискретність і контрастність геосфери, виникають множинні порушення біогеоценотичного континууму, внаслідок чого з'являються нові границі та формуються нові пограничні екотонні системи. Спостереження показують, що процес виникнення нових екотонів різного рівня складності організації швидко прогресує (так званий “процес екотонізації екосистемного і ландшафтного покривів”). Саме тому виникає необхідність удосконалення уявлень про географічні екотони, як перехідні смуги між різноманітними природними системами, яким притаманні ознаки генетично різних суміжних об'єктів, а також формування індивідуальних перехідних ознак [155, с. 35-45].

В екології екотон визначається як перехідна смуга між сусідніми біогеоценозами, у межах якої відбувається їх взаємопроникнення. Така перехідна територія розглядається в якості зонального буферного екотону, у межах якого в порівняно вузькій смузі відбувається кардинальна перебудова всієї сукупності біокліматичних процесів ландшафтогенезу [154-158]. Таким чином, ландшафтні екотони формуються у сферах латеральної взаємодії геосистем, (а точніше – в їхніх ландшафтно-географічних полях, що накладаються одне на одного). Внаслідок цього один тип ландшафту змінюється іншим, наприклад, степовий – сухостеповим. Такі різкі зміни найважливіших біокліматичних параметрів спричиняють трансформацію теплового й водного балансів, зміну біоти і як наслідок, зміну ґрунтового типу [154, с. 21-31; 157, с. 24-36; 159, с. 719-724]. При цьому, слід зазначити, що на відміну від ландшафтознавства, поняття екотону (педоекотону) в географії ґрунтів не розвинуто [160, с. 36].

У Північно-Західному Причорномор'ї виразною перехідною смугою є смуга переходу від середнього (колишнього південного) до сухого Степу, яка являє собою зону нестійкої кліматичної рівноваги між цими фізико-географічними одиницями. У цій смузі коливання кліматичної обстановки призводили до помітної зміни ґрунтових режимів та інтенсивності ґрунтоутворюючих процесів. Протягом голоцену такі зміни проходили неодноразово, причому протяжність змін клімату була достатньою для суттєвої перебудови ґрунтового профілю. Наслідки флуктуації клімату в досліджуваних ґрунтах проявилися у вигляді своєрідних реліктових морфологічних ознак і неоднозначних хімічних, фізичних та фізико-хімічних властивостей. Невипадково, що дослідники по-різному діагностували ці ґрунти (у Іллічівсько-Комінтернівському районі середньостепової підзони) [19, 22, 39, 103].

Перехідна смуга між середнім та сухим Степом у Північно-Західному Причорномор'ї є зоною динамічної рівноваги, і відзначається специфічною географічною обстановкою, у тому числі завдяки активному впливу на процеси ґрунтоутворення Чорного моря і Причорноморських лиманів. Цю територію слід виділяти як мезоекотон між середнім та сухим Степом, який в умовах антропогенної зміни природних ландшафтів можна виразно спостерігати тільки в межах педосфери. Таким чином, перехідна (буферна) смуга між середнім та сухим Степом у Північно-Західному Причорномор'ї, як територія зі специфічною структурою ґрунтового покриву, де домінують чорноземи південні залишково- і слабосолонцюваті з реліктовими ознаками сухостепового ґрунтоутворення, є середньо-схостеповим педоекотоном – ґрунтово-географічною одиницею між чорноземами південними і темно-каштановими ґрунтами.

Характерною рисою екотонів (отже, і педоекотонів) є чітко виражене просторове впорядкування їх внутрішньої структури, що призводить до утворення своєрідного рисунку ґрунтового покриву. Останній, як правило, характеризується просторовою поясністю, смугастістю або мікрозональністю. Особливо чітко ці риси проявляються в умовах схилів, берегової зони річок і озер та на межі лісу. Це призводить до формування схлизових, водно-берегових і узлісних парагенетичних ландшафтних комплексів, серед яких схлилові виділяються високою насиченістю реліктовими елементами [161, с. 3-9; 162, с. 5-11]. Також, внаслідок того, що в межах екотону відбувається взаємопроникнення природних геосистем суміжних природних зон, в формуванні його територіальної організації зростає роль геотопологічних і едафічних факторів. Причиною цього в смузі переходу від середнього до сухого Степу є мікрокліматичні відмінності різних гіпсометричних рівнів схилів.

На схилах території досліджень спостерігається наявність своєрідної ландшафтної мікрональності (розділ 4.5) та виділяється 4 ґрунтово-ландшафтні мікрозони: вододільна, привершинна (верхньосхилова), нижньосхилова (підніжна) і тальвегова. Вододільним мікронам властиві параметри аналогічні до прилеглої території, тобто до однієї з екотонотворюючих одиниць географічного районування. Верхньосхилові мікронами характеризуються енергійним змивом ґрунтів, завжди вищою швидкістю вітру (що сприяє дефляції); це – зони максимального висушення на схилі. У підніжних мікронах схил поступово згладжується, в наслідок чого зменшується інтенсивність змиву, підвищується зволоження та спостерігається перевідкладення матеріалу. У мікронах тальвегів стає помітною акумуляція матеріалу та перезволоження.

Неоднорідність факторів ґрунтоутворення призвела в смузі переходу від середнього до сухого Степу до чіткої диференціації ґрунтового покриву на схилах. Так, у структурі ґрунтового покриву території досліджень можна виділити чотири групи ґрунтів: фонові ґрунти (чорноземи південні залишково- і слабосолонцюваті), ґрунти нижніх частин схилів і ґрунти виположених тальвегів ложин, що характеризуються чорноземними параметрами; слабксероморфні слабоеродовані ґрунти верхніх частин схилів, що більш наближені до темно-каштанових ґрунтів.

Таким чином, виходячи із твердження про те, що катена – це лінійне вираження орографічного екотону [163, с. 42] і, одночасно, один із конкретних проявів структури ґрунтового покриву, досліджуваний ряд ґрунтів варто вважати таким, який відображає основні складові структури ґрунтового покриву всього екотону (педоекотону) між сухим та середнім Степом. Диференціація педоекотону між чорноземами південними і темно-каштановими ґрунтами на місцеві педотопокатени є проявом явища фрактальності, яке полягає в подібності структурних частин педоекотону на нього самого. Це підтверджує континуальність педоекотону між сухим та середнім Степом. Тобто, педоекотон, так само як геоекотон [164, с. 14], виступає у вигляді ланцюжка педотопокатен і розглядається як самостійний об'єкт, як специфічний тип геосистем.

Функціонально-динамічний аспект вивчення просторової диференціації екотонів (педоектонів), як систем, вимагає дослідження їх ландшафтного різноманіття. З точки зору географії ґрунтів ландшафтне різноманіття розглядається нами як організуюча структуроформуюча система для реалізації формування структури ґрунтового покриву, зв'язок між елементами якої підтримується потоками речовини і енергії [165, с. 137-141].

Показники гумусового стану та фізико-хімічні властивості ґрунтів є одними з найважливіших факторів забезпечення існування живих організмів у межах ландшафту, і тому характер їх перерозподілу може виступати в якості основи для вивчення ландшафтного різноманіття педоекотону. Нами розглядаються наступні аспекти ландшафтного різноманіття – структурний і функціональний. Структурне різноманіття характеризує співвідношення властивостей ґрунтів у просторово-часовому розрізі, а функціональне – процеси міграції, акумуляції і перевідкладення речовини (ерозія, дефляція, сорбція). Просторово-часова варіабельність цих аспектів визначає різноманіття педоекотону в цілому.

При аналізі зміни властивостей ґрунтів у межах педоекотону важливим є вивчення ґрунтових катен, які являють собою поєднання суміжних елементарних ландшафтів. У межах цих педотопокатен проходять однонаправлені потоки речовини з автономних ландшафтів місцевих вододілів до підпорядкованих ландшафтів місцевих депресій. Одним із ключових понять при вивченні таких катенарних систем є їх структура, що складається з радіальної (вертикальної) і латеральної (горизонтальної).

Виділення видів латеральної структури базується на закономірностях варіації властивостей ґрунтів у межах педотопокатен у верхніх горизонтах ґрунтових профілів і визначається за аналогічними видами структур у ландшафтознавстві [165, с. 137-141] (табл. 7.1).

Таблиця 7.1

Види латеральних структур [165]

Структурний індекс	Вид структури	Особливості розподілу елементів (вміст)
1	Асцендіальна (висхідна)	Збільшення від елювіального ландшафту до супераквального
2	Дисцендіальна (низхідна)	Зменшення від елювіального ландшафту до супераквального
3	Депресійна	Зменшення від елювіального ландшафту до транселювіального і збільшення до супераквального
4	Піковидна	Збільшення від елювіального ландшафту до транселювіального і зменшення до супераквального
5	Рівномірна	Практично однаковий в межах катени

У свою чергу, видам радіальних структур даються назви в залежності від специфіки розподілу речовини в ґрунтовому профілі (табл. 7.2).

На рівні елементарної ландшафтної одиниці структуру можна розглядати двоюко: з одного боку – виявлення характеру структури за окремими показниками (наприклад, за вмістом гумусу), а з іншого – за домінуючим видом структури, яка властива ландшафту взагалі (наприклад, гумусово-ілювіальна), а також за сукупністю індивідуальних структур. Іншими словами, різноманіття на рівні елементарних ландшафтних одиниць є функцією кількості неоднакових видів структур або їх сукупностей.

Таблиця 7.2

Види радіальних структур [165]

Структурний індекс	Види структури	Особливості розподілу елементів (вміст)
1	Невиражена (рівномірна)	Однаковий у всіх горизонтах
2	Гумусо-аккумулятивна	Підвищений в горизонті Нор (Н)
3	Ілювіальна	Підвищений в горизонті Не
4	Ілювіальна	Підвищений в горизонті Нр (НР)
5	Гумусово-ілювіальна	Підвищений в горизонтах Н і Нр
6	Гумусово-елювіальна	Підвищений в горизонтах Нор (Н) і Не
7	Елювіально-ілювіальна	Підвищений в горизонтах Нр і Рн
8	Лесєвована	Підвищений в нижніх горизонтах

Різнманіття структур є високим (**В**) коли в педоекотоні виділяється велика кількість індивідуальних структур. Типовим (**Т**) різноманіття є тоді, коли домінують одна або кілька структур при великій кількості інших. Низьким (**Н**) різноманіття можна вважати тоді, коли серед усіх структур домінує одна при незначній кількості інших [165, с. 137-141].

Використовуючи показники властивостей ґрунтів, встановлюють види латеральної та радіальної структури за якими будуються оціночні матриці. При вивченні різноманіття латеральних структур одному показнику в межах катени відповідає одна геохімічна структура. Після побудові оціночної матриці різноманіття латеральних структур (табл. 7.3) визначається частота зустрічання різних видів структури і рівень різноманіття для педоекотону в цілому.

У процесі оцінки різноманіття радіальних структур слід враховувати розподіл кожного показника в ґрунтових профілях, що закладені в межах катен. В оціночній матриці різноманіття елементарних радіальних структур (табл. 7.3) (як і для латеральних структур) у комірки вводяться структурні індекси виявлених структур для кожного  $n$ -го показника в кожному  $n$ -ому розрізі. Частота зустрічання визначається як для кожної катени (стовпчик), так і для кожного розрізу (рядок). Внаслідок цього можна оцінити різноманіття радіальних структур у катенах, а також загальне елементарне різноманіття для всього педоекотону.

Для врахування частоти зустрічання різних видів радіальних структур будуються оціночна матриця частоти зустрічання радіальних структур в катенах і їх різноманіття (табл. 7.5). В її рядках розміщені розрізи, а в стовпчиках – структурні індекси радіальних структур. Для кожного  $n$ -го розрізу в певній комірці вказано скільки разів зустрічається певний  $n$ -ий тип структури. Оцінка різноманіття структур проводиться як для катени (по стовпчиках), так і для окремих розрізів (по рядках). Ступінь різноманіття радіальних структур для педоекотону в цілому дається за сумарним різноманіттям індивідуальних структур розрізів і сумарному різноманіттю в катенах [165, с. 137-141].

На основі аналітичних даних нами встановлено види латеральної і радіальної структур педотопокатен, за якими побудовані матриці оцінки ландшафтного різноманіття педоекотону (табл. 7.3., 7.4., 7.5). Були отримані індекс різноманіття латеральних структур (табл. 7.3) і три індекси різноманіття радіальних структур (табл. 7.4, 7.5): індекс різноманіття елементарних структур для окремих показників, індекс різноманіття індивідуальних структур ґрунтових розрізів, підсумковий індекс різноманіття частот зустрічання структур. На основі наведених індексів визначається інтегральний показник різноманіття радіальних структур, а також підсумковий індекс ландшафтного різноманіття всього педоекотону (табл. 7. 6).

Таблиця 7.3

Оціночна матриця різноманіття елементарних латеральних структур педоекотону

Показник	Структурний індекс за ключ-ділянками						Підсумковий тип структури
	Кубанка	Красносілка	Фонтанка	Візирка	Южне	Лугове	
Гумус, %	2	5	1	1	1	1	1
$C_{гк}, \%$	2	5	1	1	1	1	1
$C_{фк}, \%$	2	1	1	1	1	1	1
$C_{гк} \cdot C_{фк}$	1	2	2	2	1	2	2
pH	1	2	2	2	2	2	2
БЄ	2	1	1	1	1	1	1
Сс	2	1	2	3	2	2	2
$E_{485}$	2	1	1	1	1	1	1
$E_{690}$	2	1	4	1	1	1	1
$E_4/E_6$	2	2	3	2	2	2	2
$K_{ст}$	1	1	4	1	1	1	1
Коаг. $CaCl_2$ , мл	1	2	2	2	2	2	2
Частота зустрічання	<b>1 = 7; 2 = 5</b>						
Різнманіття	<b>Типове</b>						

Оціночна матриця різноманіття радіальних елементарних структур в педолопокатенах

К-д	№ роз-різу	Умови залягання	Показник/структурний індекс										Коаг. CaCl <sub>2</sub>	
			Гу-мус, %	C <sub>гк<sup>2</sup></sub> , %	C <sub>гк<sup>3</sup></sub> , %	C <sub>гк<sup>4</sup></sub> , %	C <sub>гк<sup>5</sup></sub> , %	C <sub>гк<sup>6</sup></sub> , %	рН	БЭ	Сс	E <sub>485</sub>		E <sub>690</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Молод.	1	Рівнина	2	2	5	2	2	2	2	2	2	8	2	8
Кубанка	1	Рівнина	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	8
	2	Нчс	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	8
Красносілка	1.12	Рівнина	2	2	2	2	2	2	5	2	2	2	2	8
	1.8	Вчс	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	8
	1.6	Нчс	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	8
	2.15	Вчс	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	8
	2.17	Нчс	5	2	2	2	2	2	2	2	5	2	2	8
	2.5	Вчс	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	8
	2.4	Нчс	2	5	4	2	2	2	2	2	2	2	2	8
	3.7	Рівнина	6	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	8
	3.3	Вчс	5	5	5	2	2	2	2	2	2	2	2	8
	3.4	Нчс	6	6	6	6	3	2	2	2	2	2	2	8
Фонтанка	3.6	Тальвег	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	8
	2.1	Вчс	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	8
Візирка	2.2	Тальвег	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	8
	2.3	Рівнина	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	8
Южне	2.4	Нчс	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	8
	2	Рівнина	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	8
Лугове	4	Вчс	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	8
	1	Нчс	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	8
Лугове	2	Вчс	2	2	5	2	2	2	2	2	2	2	2	8
	3	Рівнина	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	8

Продовження табл. 7.4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Очаків	1	Рівнина	2	2	2	2	2	5	2	2	2	2	2	8
	3	Рівнина	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	8
Кількість структур			4	3	4	2	1	3	3	2	2	2	1	1
Елементарне різноманіття			Т	Т	Т	Н	Н	Т	Т	Н	Н	Н	Н	Н
Сумарне елементарне різноманіття			Низьке (Н7Т5)											

Таблиця 7.5

Оціночна матриця частоти зустрічання структур в педолопокатенах і їх різноманіття

К-д	№ роз-різу	Умови залягання	Тип структури/частота зустрічання												Різнноманіття індивідуальних структур розрізів
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Молод.	1	Рівнина		8				1						3	Низьке
Кубанка	1	Рівнина		9										3	Низьке
	2	Нчс		9										3	Низьке
Красносілка	1.12	Рівнина		8				1						3	Низьке
	1.8	Вчс		8				1						3	Низьке
	1.6	Нчс		8				1						3	Низьке
	2.15	Вчс		8				1						3	Низьке
	2.17	Нчс		6				3						3	Типове
	2.5	Вчс		8				1						2	Типове
	2.4	Нчс		7				1						3	Типове
	3.7	Рівнина		7	1				1					3	Типове
	3.3	Вчс		4					5					3	Високе
	3.4	Нчс		3	1				1	4				3	Високе
3.6	Тальвег		8					1					3	Низьке	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Вітряка	2.1	Вчс		9						3	Низьке
	2.2	Тальвег		8	1					3	Низьке
	2.3	Рівнина		8		1	1			2	Типове
	2.4	Нчс		7	1		1			3	Типове
Южне	2	Рівнина		6	1		2			3	Високе
	4	Вчс		7	1	1	1			2	Високе
Лугове	1	Нчс		9						3	Низьке
	2	Вчс		7			2			3	Типове
	3	Рівнина		9						3	Низьке
Очаків	1	Рівнина		8			1			3	Низьке
	3	Рівнина		9						3	Низьке
Сумарне різноманіття для розрізів											<b>Типове (Н14Т7В4)</b>
Сума частот і їх різноманіття				<b>188</b>	<b>6</b>	<b>4</b>	<b>25</b>	<b>5</b>		<b>72</b>	<b>Типове</b>

Таблиця 7.6.

## Ландшафтне різноманіття педоекотону між сухим та середнім Степом

Різноманіття латеральних структур	Різноманіття радіальних структур			Різноманіття різноманіття структур		Підсумковий індекс ландшафтного різноманіття
	Елементних структур	Структур ґрунтових розрізів	Частот зустрічання структур	Інтегральний показник різноманіття структур		
<b>Т</b>	<b>Н</b>	<b>Т</b>	<b>Т</b>	<b>НТТ</b>	<b>Т</b>	<b>Т</b> <b>НТТ</b>

Отже, педоекотон між середнім та сухим Степом характеризується типовим ландшафтним різноманіттям. Це підтверджує те, що ландшафтна організованість екотонів є вищою, ніж в екотонотворюючих структур і доводить існування педоекотону між чорноземами південними і темно-каштановими ґрунтами, так як ландшафтне різноманіття чорноземів південних і темно-каштанових ґрунтів є більш низьким. З іншого боку, типове ландшафтне різноманіття позиціонує розуміння педоекотону як самостійної цілісної системи, яка характеризується певними властивостями, структурою і функціонуванням. Також на основі цього, вслід за В.В. Нероновим та Т.В. Боброю [155, с. 35-45], можна визнати існування в екотонах відмінного від ядерних систем типу цілісності – функціональної, або цілісності взаємодії.

Проте в катенах деяких ключ-ділянок ландшафтне різноманіття є високим, що вможлиблює їх виділення як певних активних центрів, що відіграють роль своєрідних сполучних територій (екокоридорів) між екотонотворюючими системами. Це є підтвердженням дискретності педоекотону між сухим та середнім Степом, що разом з явищем континуальності сприяє утворенню його поліморфної природи.

Також однією з характерних ознак досліджуваного педоекотону є індикативні ґрунти, що поширені на його території – чорноземи південні слабо- і залишковосолонцюваті. Вони характеризуються наявністю комплексу чорноземних ґрунтових показників, а також деякими реліктовими показниками сухостепового ґрунтоутворення, що властиві темно-каштановим ґрунтам. Це також підтверджує перехідний (екотональний) статус досліджуваної території.

Отже, ареали поширення чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих варто виділяти як педоекотон між середнім та сухим Степом (чорноземами південними несолонцюватими і слабосолонцюватими та темно-каштановими ґрунтами).

Власне, педоекотон слід визначати як динамічну просторово-часову ґрунтово-географічну систему, що формується в зоні контакту окремих типів (підтипів ґрунтів) і характеризується відносно високими градієнтами властивостей та параметрів, внутрішньою неоднорідністю і функціональною зв'язаністю елементів структури, серед яких зустрічаються як об'єкти суміжних педоекотонотворюючих тіл так і специфічні для даного педоекотону утворення.

Аналіз характеристик ґрунтів на ключ-ділянках і окремих розрізах на території від р.Барабой до Дніпровсько-Бузького лиману засвідчив такі їх особливості. На сучасному етапі ґрунтоутворення вони споріднені з темно-каштановими ґрунтами віднос-

но низьким вмістом гумусу (2,23-3,65%), дещо високим заляганням карбонатів (35-55см), буруватим кольором гумусового горизонту, подекуди чіткими ознаками леси-важу (наявність кремнеземистої присипки, колоїдних плівок на поверхнях агрегатів і прошарків відмитого кварцу у верхній частині гумусового горизонту), дуже низькою содостійкістю (12,4-16,8 мг-екв/100г ґрунту), низькою буферною ємністю (2,07-2,73 мг-екв/100г ґрунту) та хімічними ознаками солонцюватості (вміст обмінного натрію – 3-5% від суми вбирних основ). Добре виражений гумусовий горизонт, його відносно висока потужність (43-52 см), зернисто-грудкувата структура, чорноземні параметри гумусонакопичення (КВАГ – 0,45-0,79; КПНГ – 0,44-0,64), широке співвідношення вмісту вуглецю гумінових кислот до фульвокислот (1,44-2,00), високий ступінь гуміфікації (31-47%) та показники оптичних властивостей гумінових кислот характеризують ґрунти педоекотону як чорноземи південні.

Нами встановлено, що за основними діагностичними показниками ґрунти в смузі між Куяльницьким і Сасицько-Березанським лиманами (території, фізико- і ґрунтово-географічний статус якої суперечливий) належать до чорноземів південних. Темно-каштанові ґрунти займають лише вузьку прибережну смугу на схід від Сасицько-Березанського лиману. Отже, межу між чорноземами південними й темно-каштановими ґрунтами в Північно-Західному Причорномор'ї слід встановити по Сасицько-Березанському лиману, що узгоджується із новітнім фізико-географічним районуванням [28, с. 16-20].

У вищезазначеному контексті еволюції ґрунтів середньо-сухостепового педоекотону Північно-Західного Причорномор'я (підрозділ 1.3), його межі можна розглядати як динамічні в просторі і часі. Зокрема, південно-східна границя цієї одиниці ґрунтового покриву є фронтом “наступу” чорноземів південних на темно-каштанові ґрунти, який поступово просувається і далі на схід.

Згрупувавши і узагальнивши вищезазначені положення і результати досліджень, можна запропонувати наступні варіанти вирішення проблеми визначення межі середнього і сухого Степу, враховуючи наявність специфічної “подвійної” екотональної межі між чорноземами південними і темно-каштановими ґрунтами та особливості сучасних наукових поглядів у географії ґрунтів:

- Проведення межі між сухим і середнім Степом за ареалами поширення чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих та темно-каштанових ґрунтів [28, с. 16-20]. За таких умов таксономічна та генетична приналежність цих ґрунтів залишається традиційною, проте межа сухого Степу в Північно-Західному Причорномор'ї

дещо пересувається на схід і на південь, так як за даними останніх досліджень ґрунти, що знаходяться на півночі та заході сухого Степу, є чорноземами південними залишково- та слабосолонцюватими [19, с. 41; 51, с. 87-94; 52]. Такий поділ також уможливує виділення в Україні сухостепової зони, що підтримується деякими дослідниками [16, с. 172-173].

- Розмежування сухого і середнього Степу по межі чорноземів південних не солонцюватих і чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих [19, с. 41]. Такий підхід обумовлює виділення чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих на рівні підтипу [50, с. 161-164], але, в свою чергу, позиціонує діагностику сухого Степу на рівні підзони в традиційно установлених межах. Це підтверджується невеликою різницею в кліматичних умовах та рослинному покриві між сухим та середнім Степом в умовах антропогенного впливу [19, с. 20; 31, 49, с. 128].
- Визначення межі сухого і середнього Степу як границі між темно-каштановими і каштановими ґрунтами [16, с. 172-173]. У такому випадку темно-каштанові ґрунти виділяються як підтип чорноземів, але зона (підзона) сухого Степу в Україні практично зникає, що розглядалося деякими дослідниками, але суперечить встановленій системі фізико-географічного районування півдня держави [166, с. 36-43].
- На деяких картах границю степової і сухостепової зон проведено між чорноземами звичайними і чорноземами південними [167]. Таким чином, площа сухого Степу значно збільшується і включає також і підзону середнього Степу. Проте, в такому випадку виникає питання віднесення чорноземів південних до каштанових ґрунтів, що протирічить загальноприйнятій ґрунтовій класифікації.

На нашу думку, потрібно дотримуватися першого варіанту розмежування південностепової та сухостепової підзон тому, що ґрунти перехідної смуги між цими таксономічними одиницями (чорноземи південні залишково- і слабосолонцюваті) за основними діагностичними показниками набагато більш наближені до чорноземів південних ніж до темно-каштанових ґрунтів. Проте, в разі переходу в Україні від факторно-генетичної до субстантивно-генетичної класифікації ґрунтів, другий варіант вирішення даної проблеми буде значно логічнішим і конструктивнішим.

## Висновки.

1. Смугу переходу від темно-каштанових ґрунтів до чорноземів південних в Північно-Західному Причорномор'ї, яку займають чорноземи південні залишково- і



слабосолонцюваті, варто визначити як середньо-сухостеповий педоекотон – своєрідну ґрунтово-географічну одиницю.

2. Середньо-сухостеповий педоекотон у Північно-Західному Причорномор'ї характеризується континуальністю та дискретністю своєї структури. Континуальність педоекотону виражається в його фрактальності, тобто поділі на схожі за властивостями педотопокатени. Дискретність визначається наявністю певних активних центрів, що відіграють роль своєрідних сполучних територій (екокоридорів) між екотоноформуючими системами.

3. Межею між сухим та середнім Степом є одна з педоекотональних меж – фронт наступу чорноземів південних на темно-каштанові ґрунти.

Західну границю сухостепової підзони слід проводити по узбережжю Сасицько-Березанського лиману.

## Висновки

1. Ґрунти перехідної смуги між середнім та сухим Степом є поліхронними утвореннями, які знаходяться в стані асортативної рівноваги й продовжують поступово розвиватися від темно-каштанових ґрунтів до чорноземів південних; розвиток цих ґрунтів має певний ступінь урівноваженості рисами давнього ґрунтоутворення і антропогенним впливом. Особливості умов як сучасного, так і попередніх періодів ґрунтоутворення визначили специфічну структуру ґрунтового покриву і своєрідний екологічний статус ґрунтів території досліджень, а також просторову диференціацію їх властивостей. Разом ці особливості дозволяють виділити між середнім і сухим степом перехідну буферну смугу – педоекотон.

Педоекотон є динамічною просторово-часовою ґрунтово-географічною системою, що формується в зоні контакту окремих типів (підтипів ґрунтів) і характеризується відносно високими градієнтами властивостей та параметрів, внутрішньою неоднорідністю і функціональною зв'язаністю елементів структури, серед яких зустрічаються як об'єкти суміжних педоекотонотворюючих тіл так і специфічні для даного педоекотону утворення.

2. Фоновими ґрунтами середньо-сухостепового педоекотону в межах між Куяльницьким та Сасицько-Березанським лиманами є чорноземи південні залишково-слабосолонцюваті, що характеризуються такими чорноземними параметрами: – типовою потужністю гумусового горизонту (40-60 см), показниками гумусонакопичення (КВАГ – 0,45-0,79; КПНГ – 0,44-0,64), широким співвідношенням вмісту вуглецю гумінових кислот до фульвокислот (1,44-1,97), високим ступенем гуміфікації (31-47%) та показниками оптичних властивостей гумінових кислот ( $E_4^{0,001}$  (0,100-0,149),  $E_4/E_6$  (3,001-3,640) та ін.). Реліктовими ознаками сухостепового етапу еволюції ґрунтів педоекотону є: відносно низький вміст гумусу (2,51-3,28 %), буруватий колір гумусового горизонту, часто чіткі ознаки лесиважу (наявність кремнеземистої присипки, колоїдних плівок на поверхнях агрегатів і прошарків відмитого кварцу у верхній частині гумусового горизонту), дуже низька содистітькість (13,6-15,8 мг-екв/100г ґрунту), низька буферна ємність (2,21-2,48 мг-екв NaOH/100г ґрунту) та хімічні ознаки солонцюватості (вміст обмінного натрію – 2-5% від суми вбирних основ).

3. Внаслідок системної дії еколого-ландшафтних факторів (серед яких визначальний вплив має геоморфологічний фактор) та процесів давнього і сучасного педогенезу в середньо-сухостеповому педоекотоні Північно-Західного Причорномор'я утворилася своєрідна катенарна диференціація ґрунтового покриву, що включає:

- Фонові ґрунти (чорноземи південні залишково- і слабосолонцюваті), які розташовані на вузьких вододілах та широких плакорних ділянках;
- Слабоксероморфні та слабоеродовані ґрунти, які формуються в умовах відносно гіршого вологозабезпечення й посиленого поверхневого змиву у зв'язку з розміщенням на відносно крутих схилах, верхніх частинах та вершинах схилів. Вони в найбільшій мірі характеризуються наближеними до темно-каштанових ґрунтів рисами: зменшеною потужністю гумусованого профілю (32-54 см), пониженими показниками буферних властивостей (рН -6,92-8,21; буферна ємність – 2,07-2,31 мг-екв NaOH/100г ґрунту; содостійкість – 13,0-16,8 мг-екв/100г ґрунту) та оптичних властивостей гумінових кислот ( $E_4^{0,001}$  (0,089-0,122),  $E_4/E_6$  (3,231-5,381));
- Ґрунти, що розташовані в нижній третині схилу і внаслідок транзитного переносу ґрунтової маси вниз по схилу зберігають параметри, аналогічні фоновим;
- Ґрунти, що поширені на виположених нижніх частинах схилів, тальвегах ложин, і зазнають додаткового зволоження за рахунок поверхневого стоку. Вони мають підвищений вміст гумусу в орному шарі (2,78-3,45%), відносно більшу потужність гумусового профілю (65-80 см), характеризуються ближчими до чорноземів буферними властивостями (рН -7,01-7,09; буферна ємність – 2,24-2,63 мг-екв NaOH/100г ґрунту) та показниками оптичних властивостей гумінових кислот ( $E_4^{0,001}$  (0,108-0,150),  $E_4/E_6$  (2,820-3,173)). За походженням такі ґрунти ідентичні фоновим ґрунтам, але за рахунок кращого вологозабезпечення віднесені до напівгідроморфних – лучнувато- і лучно-чорноземних.

4. На сучасній стадії ґрунтоутворення основу структури ґрунтового покриву середньо-сухостепового педоекотону становлять поєднання-варіації чорноземів південних залишково- або слабосолонцюватих незмитих та різного ступеня змитості з мікрокатенами змито-намитих ґрунтів улоговин та балок і лучнувато-чорноземними залишково- та слабосолонцюватими ґрунтами, яким притаманні реліктові ознаки поєднань-варіацій чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих, темно-каштанових слабосолонцюватих ґрунтів та мікрокатен змитих і намитих ґрунтів улоговин і балок з лучнувато-чорноземними залишково-солонцюватими ґрунтами.

5. На основі концепції педоекотону запропоновано варіанти розмежування середнього та сухого Степу, визначальним критерієм яких є наявність подвійної екотональної межі між чорноземами південними і темно-каштановими ґрунтами. Встановлені

параметри структури ґрунтового покриву підтверджують доцільність проведення західної межі між середнім та сухим Степом по узбережжю Сасицько-Березанського лиману тому, що ґрунти перехідної смуги між цими таксономічними одиницями (чорноземи південні залишково- і слабосолонцюваті) за основними діагностичними показниками набагато більш наближені до чорноземів південних ніж до темно-каштанових ґрунтів.

6. Інтенсивність агрогенної еволюції ґрунтів території досліджень обумовлена їх генетичними властивостями. Характерною особливістю антропогенної трансформації ґрунтів середньо-сухостепового педоекотону є її посилення зі сходу на захід, тобто від темно-каштанових ґрунтів до чорноземів південних.

**Додаток А**  
**Фізико-хімічні властивості ґрунтів**

Таблиця А.1

**Склад увібраних основ ґрунтів**

Ключ-дільця	№ роз-різу	Гори-зонт	Глиби-на, см	Вбирні основи							Ca <sup>2+</sup> Mg <sup>2+</sup>	
				мг-екв/100 г ґрунту				% від суми				
				Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	Сума	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Красносілка	Кр-1.12	H(e)	0-38	14,75	5	1	20,75	71	24	5	2,95	
		Hp(i)	38-53	15,5	4	1,08	20,58	75	19	6	3,88	
	Кр-1.8	H(e)op	0-14	17	4,25	1,08	22,33	76	19	5	4	
		Hk(e)	14-30	19	4,5	1,25	24,75	77	18	5	4,22	
	Кр-1.6	Нор+Н	0-33	14,5	5	1	20,5	71	24	5	2,9	
	Кр-2.15	Нор	0-15	19	5	0,83	24,83	77	20	3	3,8	
	Кр-2.17	Нор	0-18	17,5	5	0,75	23,25	75	22	3	3,5	
		He	18-38	19,75	5	0,75	25,5	77	20	3	3,95	
	Кр-2.4	Н	0-36	13,75	5	0,75	19,5	71	26	3	2,75	
		Нр	36-50	17,75	7	0,83	25,58	69	27	4	2,54	
Ку-банка	Кб-1	Н	0-46	17,5	4,25	0,91	22,66	77	19	4	4,12	
	Кб-2	Н	0-32	18,75	3	1,25	23	82	13	5	6,25	
Воронівка	В-2.2	Нор	0-20	15,25	4,25	0,91	20,41	75	21	4	3,59	
		H(e)	20-49	17,5	3,5	1	22	80	16	4	5	
	В-2.3	H(e)op	0-18	13	4,25	0,75	18	72	24	4	3,06	
		H(e)	18-33	15,25	4,75	0,83	20,83	73	23	4	3,21	
	В-2.4	H(e)op	0-20	15,25	3,5	0,91	19,66	78	18	4	4,36	
		He	20-36	16,25	3,5	1	20,75	78	17	5	4,64	
Фонганка	Ф-3.7	He op	0-15	13,75	4,5	0,67	18,92	73	24	3	3,06	
		He	15-37	15	4,75	0,75	20,5	73	23	4	3,16	
		HPi	37-52	15,25	5,25	0,83	21,33	71	25	4	2,9	
	Ф-3.3	He	0-27	13	5	0,5	18,5	70	27	3	2,6	
		HP(i)	27-35	14	2,25	0,58	16,83	83	13	4	6,22	
		Ph(i)	35-48	15	5,5	0,67	21,17	71	26	3	2,73	
	Ф-3.4	He op	0-10	13,75	4,75	0,5	19	72	25	3	2,89	
		He	10-19	14	3,75	0,75	18,5	76	20	4	3,73	
		H(i)	19-36	14,25	4,25	0,83	19,33	74	22	4	3,35	
	Ф-3.6	HPi	36-42	14,5	5	0,91	20,41	71	24	5	2,9	
		Нор	0-20	15,5	4	0,75	20,25	76	20	4	3,88	
		H(e)	20-31	15,75	5,25	0,83	21,83	72	24	4	3	
	Южне	Ю-2	HP(i)	31-65	14,5	3,75	0,91	19,16	76	19	5	3,87
			H(e)op	0-10	14,25	5	0,67	20	71	25	4	2,85
He			10-29	16,25	4,25	0,75	21,75	76	20	4	3,82	
HPi			29-46	17,25	5,75	0,83	23,83	72	24	4	3	
Ю-4		PH(i)	46-65	16,25	6	0,91	23,16	70	26	4	2,71	
		He op	0-15	14,75	6,25	0,58	21,58	68	29	3	2,36	
		He	15-33	15,5	5,5	0,67	21,67	72	25	3	2,82	
		HPi	33-58	17,25	7	0,75	25	69	28	3	2,46	

Продовження табл. А.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Лугове	М-1	Нор+Н	0-29	15,25	4,25	0,5	20	76	21	3	3,59
	Л-1	Нор	0-11	14,75	1,25	0,58	16,58	89	7	4	11,8
	Л-2	H(e)	0-23	14,75	2,25	0,5	17,5	84	13	3	6,56
Л-3	He	0-43	10,75	4,75	0,33	15,88	68	30	2	2,26	
	HPi	43-60	13,25	4,5	0,42	18,17	73	25	2	2,94	
Очаків	О-1	H(e)	0-33	14,75	5,75	0,91	21,41	69	27	4	2,57
	О-2	H(e)	0-30	13,75	3,5	0,42	17,67	78	20	2	3,93
	О-3	He	0-30	9,5	4,5	0,67	14,67	65	30	5	2,11
		HPi	30-43	13,5	3,75	0,67	17,92	75	21	4	3,6
	О-4	H(e)	0-30	10	4,25	0,33	14,58	69	29	2	2,35
	О-6	H(e)	0-33	15,25	5,5	0,5	21,25	72	26	2	2,77

Таблиця А.2

**Буферні властивості ґрунтів**

Масив	№ роз-різу	Умови заля-гання	Горизонт	Глибина, см	pH	БЭ <sup>1</sup>	Сс <sup>2</sup>	КБС <sup>3</sup>
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Воронівка	1.2	Рівнина	H(e)op	0-22	7,41	2,33	13,6	1,84
	1.4	Рівнина	H(e)op	0-14	7,23	2,42	13,8	2,35
	2.3	Рівнина	H(e)op	0-18	7,06	2,22	15,4	2,53
			H(e)	18-33	7,15	2,27	15,0	2,39
			HPi	33-50	7,30	2,10	14,4	1,89
	2.1	Верхня частина схилу	P(hi)k	50-66	7,64	2,03	13,8	1,14
			H(e)op	0-22	8,21	2,08	13,0	0,60
			H(e)op	0-20	7,83	2,21	13,8	0,79
	2.1	Верхня частина схилу	H(e)op	0-14	7,76	2,22	14,2	0,98
			He	14-32	7,84	2,24	13,8	0,81
			PHi	32-42	8,20	2,01	12,4	-
	2.1	Верхня частина схилу	Ph(i)k	42-66	8,41	1,97	10,8	-
			H(e)op	0-24	7,70	2,16	14,0	1,29
			H(e)op	0-24	7,18	2,17	13,6	2,22
	1.7	Середина схилу	H(e)op	0-24	7,70	2,16	14,0	1,29
	1.6	Н.ч.с. <sup>5</sup>	H(e)op	0-24	7,18	2,17	13,6	2,22
	1.8	Н.ч.с.	H(e)op	0-17	7,29	2,29	12,4	2,08
	2.4	Нижня частина схилу	H(e)op	0-20	7,32	2,31	13,8	2,03
He			20-36	7,28	2,27	14,0	2,09	
HPi			36-49	7,41	2,11	13,4	1,67	
2.4	Нижня частина схилу	P(hi)k	49-75	7,69	2,05	12,8	1,05	
		Нор	0-20	7,09	2,24	13,8	2,49	
		H(e)	20-49	7,17	2,42	13,4	2,49	
2.2	Тальвег	HPi	49-61	7,25	2,24	13,0	2,13	
		P(hi)	61-73	7,39	2,16	12,6	1,75	
		H(e)	0-38	7,30	2,33	15,4	2,09	
Красно-сілка	1.12	Рівнина	HP(i)	38-53	7,25	2,07	15,4	1,97
			P(hi)k	53-64	8,02	2,03	12,6	0,36
	1.1	В.ч.с.	Норк	0-9	8,16	2,31	15,6	0,09

Продовження табл.А.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Красносілка	1.8	Верхня частина схилу	H(e)op	0-14	7,71	2,13	14,8	1,04
			Hk(e)	14-30	7,84	2,17	14,0	0,78
			Hp(i)k	30-40	8,16	2,05	12,6	0,08
			P(h)k	40-53	8,37	2,01	12,0	-
	2.2	В.ч.с.	H	0-30	8,16	2,07	16,8	0,29
	2.5	Верхня частина схилу	H(e)	0-30	8,05	2,22	14,4	0,33
			Hp(i)	30-41	8,27	2,21	12,2	-
			Ph(i)k	41-57	8,48	2,10	10,8	-
	2.8	В.ч.с.	H(e)	0-28	8,21	2,22	14,8	-
	2.15	Верхня частина схилу	Hop	0-15	8,09	2,17	15,4	0,24
H(e)			15-32	8,06	2,17	15,6	0,30	
HP(i)			32-45	8,25	2,08	12,8	-	
2.9	Середина схилу	P(h)k	45-60	8,43	2,04	11,2	-	
		H(e)	0-36	7,71	2,22	14,2	1,31	
		Hop	0-18	7,30	2,33	14,4	2,09	
Красносілка	1.6	Нижня частина схилу	H	18-33	7,38	2,38	14,2	1,95
			Hp	33-53	7,52	2,13	13,4	1,45
			P(h)k	53-62	7,91	1,99	12,2	0,58
			Hop	0-11	7,13	2,73	12,8	2,92
	1.14	Н.ч.с.	H	0-36	6,96	2,40	13,6	2,98
			Hp	36-50	7,11	2,13	12,2	2,32
			Ph	50-61	7,36	1,96	11,4	1,65
	2.4	Нижня частина схилу	Hop	0-18	7,01	2,26	14,6	2,68
			H(e)	18-38	6,90	2,17	14,8	2,83
			Hp(i)	38-50	7,16	2,05	13,8	2,14
P(h)k			50-60	7,64	1,96	12,0	1,10	
2.17	Нижня частина схилу	H(e) op	0-15	7,11	2,44	15,2	2,66	
		He	15-37	7,32	2,88	14,8	2,54	
		HPi	37-52	7,58	2,38	14,0	1,48	
		P(h)ik	52-70	7,66	1,99	13,4	1,07	
Фонтанка	3.7	Рівнина	He	0-27	7,07	2,22	15,4	2,51
			HP(i)	27-35	7,13	2,13	15,0	2,28
			Ph(i)	35-48	7,24	2,05	14,2	1,97
			P(h)ik	48-72	7,41	2,03	13,6	1,60
	3.4	Нижня частина схилу	He op	0-10	7,02	2,40	14,8	2,83
			He	10-19	7,00	2,50	15,0	3,00
			H(i)	19-36	7,15	2,44	14,0	2,56
			HPi	36-42	7,26	2,34	13,4	2,20
			Phi	42-56	7,40	2,10	12,8	1,68
	3.3	Верхня частина схилу	Hop	0-20	7,01	2,63	14,4	3,13
H(e)			20-31	7,08	2,65	14,4	2,97	
HP(i)			31-65	7,16	2,31	14,0	2,40	
P(hi)			65-80	7,29	2,11	13,6	1,92	

Продовження табл.А.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Южне	2	Рівнина	H(e)op	0-10	7,67	2,33	14,0	1,23
			He	10-29	7,83	2,22	13,6	0,82
			HPi	29-46	7,70	2,14	13,8	1,07
			PH(i)	46-65	7,74	2,01	13,8	0,93
			P(hi)	65-80	8,18	1,96	11,2	0,04
	4	Верхня частина схилу	He op	0-15	6,92	2,21	14,4	2,82
			He	15-33	7,03	2,36	14,2	2,76
			HPi	33-58	7,54	2,19	13,0	1,45
			Ph(i)	58-73	8,00	2,16	11,8	0,43
Молодіжне	1	Рівнина	P(hi)	73-100	8,14	1,96	11,2	0,12
			Hop	0-12	6,64	3,08	19,8	4,84
			H	12-29	6,76	3,08	18,4	3,95
			HP	29-55	6,98	2,54	17,6	3,10
Лугове	1	Нижня частина схилу	HP	55-74	8,02	2,27	17,0	0,41
			Hop	0-11	7,52	2,52	12,6	1,71
			H(e)	11-21	7,71	2,52	11,6	1,24
			HP(i)	21-37	7,89	2,27	9,8	0,70
	2	Верхня частина схилу	P(hi)k	37-50	7,96	2,04	9,0	0,49
			Hop	0-9	7,87	2,27	14,6	0,75
			H(e)	9-23	7,97	2,26	11,4	0,52
			HP(i)	23-32	8,10	1,96	10,2	0,20
	3	Рівнина	P(h)	32-46	8,15	1,92	9,6	0,10
			H(e) op	0-14	7,25	2,48	14,8	2,36
			He	14-43	7,39	2,40	14,0	1,94
			HPi	43-60	7,53	2,13	13,2	1,43
Очаків	1	Рівнина	P(hi)	60-75	7,78	2,14	12,0	0,90
			Hop	0-10	6,81	2,42	14,4	3,36
			H(e)	10-33	7,01	2,44	13,8	2,90
	2	Рівнина	HPi	33-48	7,13	2,24	12,8	2,40
			H	0-30	7,05	2,33	14,4	2,90
	3	Рівнина	He op	0-7	6,55	2,01	14,2	3,32
			He	7-30	6,64	2,01	12,4	3,14
			HPi	30-43	6,99	1,80	11,6	2,17
			Phi	43-53	7,26	1,56	10,4	1,47
	4	Рівнина	H	0-30	6,80	2,21	13,6	3,09
5	Рівнина	H	0-33	7,35	2,29	13,8	1,95	
6	Рівнина	H	0-33	6,81	2,44	14,8	3,39	
Кубанка	1	Рівнина	H	0-46	7,14	2,29	15,8	2,43
			PH	46-60	7,22	1,97	15,0	1,93
	2	Нижня частина схилу	Pk	60-98	7,83	1,91	12,6	0,71
			H	0-32	7,30	2,27	14,6	2,05
			HP	32-51	7,71	1,84	12,8	0,90
			P(h)k	51-75	7,92	1,83	11,6	0,51

Примітки: <sup>1</sup> Буферна смність, мг-екв NaOH/100 г ґрунту <sup>3</sup> Критична буферна смність, мг-екв/100 г ґрунту<sup>2</sup> Содостійкість, мг-екв/100 г ґрунту<sup>4</sup> Верхня частина схилу<sup>5</sup> Нижня частина схилу

Додаток Б

Показники гумусового стану ґрунтів

Таблиця Б.1

Параметри гумусонакопичення

Ключ-ділянка	№ Розрізу	Умови залягання	Н+НР, см.	Глибина закипання від НСІ, см (глибина бурхливого закипання)	Вміст гумусу, %	КВАГ <sup>1</sup>	КІПН <sup>2</sup>
1	2	3	4	5	6	7	8
Воронівка	1.2	Рівнина (вузький вододіл)	47	53 (56)	2,79	0,59	0,046
	1.4	Рівнина (вузький вододіл)	48	52	2,87	0,60	0,046
	2.3	Рівнина (вузький вододіл)	49	49	3,05	0,58	0,040
	1.1	Верхня частина схилу	38	57 (58)	2,48	0,55	0,044
	1.3	Верхня частина схилу	40	66	2,48	0,56	0,044
	2.1	Верхня частина схилу	50	52 (53)	3,24	0,50	0,040
	1.7	Середина схилу	42	42	2,68	0,57	0,044
	1.6	Нижня третина схилу	55	55 (56)	2,60	0,58	0,048
	1.8	Нижня третина схилу	49	50 (51)	2,79	0,59	0,049
	2.4	Нижня третина схилу	42	42	3,14	0,55	0,040
Красносілка	2.2	Тальвег	61	-	3,45	0,66	0,048
	1.12	Рівнина	53	53	2,93	0,61	0,050
	1.1	Верхня частина схилу	61	3 пов.(30)	2,12	0,44	0,038
	1.8	Верхня частина схилу	40	40	2,64	0,52	0,040
	2.2	Верхня частина схилу	50	38	2,64	0,59	0,045
	2.5	Верхня частина схилу	41	41	2,23	0,51	0,044
	2.8	Верхня частина схилу	38	38	2,64	0,56	0,044
	2.15	Верхня частина схилу	45	45	2,44	0,45	0,039
	2.9	Середина схилу	48	36	2,64	0,56	0,044
	1.6	Нижня третина схилу	53	54	2,53	0,49	0,044
	1.14	Нижня третина схилу	56	69	2,53	0,52	0,040
	2.4	Нижня третина схилу	61	61	2,64	0,61	0,048
	2.17	Нижня третина схилу	50	55	2,44	0,45	0,044
Фонтанка	1.3	Рівнина	56	53 (56)	2,56	0,58	0,042
	2.1	Рівнина	56	57	2,78	0,62	0,044
	2.3	Рівнина	59	62 (64)	2,50	0,55	0,043
	2.5	Рівнина	48	55	2,42	0,54	0,043
	2.6	Рівнина	54	59	2,70	0,59	0,055
	3.7	Рівнина	52	52 (55)	2,96	0,63	0,047
	5.1	Рівнина	52	53	2,98	0,64	0,049
	5.2	Рівнина	46	60	2,98	0,66	0,048
	5.3	Рівнина	50	50	2,98	0,65	0,049
	1.5	Верхня частина схилу	32	51 (54)	2,23	0,51	0,040
	1.6	Верхня частина схилу	46	54 (56)	2,50	0,52	0,044
	3.1	Верхня частина схилу	45	47 (52)	2,59	0,55	0,048
	3.3	Верхня частина схилу	35	50	2,59	0,56	0,044

Продовження табл. Б.1

1	2	3	4	5	6	7	8
Фонтанка	3.8	Верхня частина схилу	41	41	2,78	0,56	0,048
	4.4	Верхня частина схилу	46	46	2,98	0,62	0,048
	1.2	Нижня третина схилу	39	51 (55)	2,59	0,58	0,049
	1.4	Нижня третина схилу	46	53 (55)	2,60	0,59	0,044
	3.2	Нижня третина схилу	45	40 (64)	2,92	0,62	0,048
	3.4	Нижня третина схилу	42	85	2,78	0,59	0,048
	4.3	Нижня третина схилу	52	64 (68)	2,87	0,66	0,052
	1.1	Тальвег	34	35 (42)	2,78	0,65	0,056
	3.6	Тальвег	65	80 (91)	2,96	0,61	0,044
	4.1	Тальвег	80	-	3,17	0,68	0,050
4.6	Тальвег	65	80 (91)	2,96	0,61	0,044	
Южне	2	Рівнина	46		3,05	0,68	0,052
	4	Верхня частина схилу	58		2,32	0,51	0,044
	8	Нижня третина схилу	48		2,41	0,56	0,042
Молодіжне	1	Рівнина	55	74	3,47	0,79	0,064
Лугове	1	Нижня третина схилу	37	30	3,56	0,70	0,057
	2	Верхня частина схилу	32	23	2,70	0,54	0,046
	3	Рівнина	60	75	2,60	0,61	0,048
Очаків	1	Рівнина	48	59	3,09	0,72	0,062
	2	Рівнина	-	-	3,16	0,74	-
	3	Рівнина	43	53	2,12	0,51	0,047
	4	Рівнина	-	-	2,51	0,56	-
	5	Рівнина	-	-	3,18	0,73	-
	6	Рівнина	-	-	3,28	0,74	-
Кубанка	1	Рівнина	60	46	2,64	0,66	-
	2	Нижня третина схилу	51	0	2,23	0,52	-

Примітки:

<sup>1</sup> Коефіцієнт відносної акумуляції гумусу

<sup>2</sup> Коефіцієнт профільної акумуляції гумусу

## Показники гумусового стану ґрунтів

К-д	№ розрізу	Умови залягання	Горизонт	Глибина, см	$C_{гк}, \%$	$C_{фк}, \%$	$C_{гк}:C_{фк}$	Гумус, %	Водорозчинний гумус, %	Ступінь гуміфікації, %
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Воронівка	1.2	Рівнина	Н(е)ор	0-22	0,76	0,39	1,94	2,79	0,073	47
	1.4	Рівнина	Н(е)ор	0-14	0,77	0,39	1,97	2,87	0,075	46
	2.3	Рівнина	Н(е)ор	0-18	0,83	0,46	1,81	3,05	0,070	47
			Н(е)	18-33	0,46	0,27	1,72	1,83	-	43
			Нрі	33-50	0,33	0,22	1,45	1,22	-	46
	1.1	В.ч.с.	Р(н)к	50-66	0,20	0,16	1,18	1,02	-	33
			Н(е)ор	0-22	0,60	0,34	1,77	2,48	0,041	42
	1.3	В.ч.с.	Н(е)ор	0-20	0,64	0,33	1,94	2,48	0,044	44
			Н(е)ор	0-14	0,58	0,30	1,93	3,14	0,039	32
	2.1	Верхня частина схилу	Не	14-32	0,47	0,26	1,78	2,64	-	31
			РНі	32-42	0,25	0,16	1,57	1,42	-	30
			Рн(і)к	42-66	0,12	0,10	1,13	0,81	-	25
	1.7	Середина схилу	Н(е)ор	0-24	0,54	0,31	1,72	2,68	0,068	35
	1.6	Н.ч.с.	Н(е)ор	0-24	0,55	0,30	1,86	2,60	0,080	37
Н(е)ор			0-17	0,66	0,37	1,79	2,79	0,086	41	
1.8	Н.ч.с.	Н(е)ор	0-20	0,80	0,45	1,78	3,25	0,090	42	
		Не	20-36	0,66	0,40	1,64	2,86	-	40	
		Нрі	36-49	0,44	0,33	1,33	1,93	-	39	
2.4	Нижня частина схилу	Р(н)к	49-75	0,19	0,18	1,08	0,90	-	37	
		Нор	0-20	0,83	0,52	1,60	3,45	0,111	42	
		Н(е)	20-49	0,72	0,48	1,49	3,05	-	41	
		НРі	49-61	0,48	0,39	1,23	2,03	-	41	
		Р(н)к	61-73	0,29	0,27	1,09	1,22	-	41	
2.2	Тальвег	Н(е)	0-38	0,73	0,39	1,88	2,93	0,090	43	
		Нр(і)	38-53	0,47	0,33	1,41	2,03	-	40	
		Р(н)к	53-64	0,26	0,24	1,09	1,22	-	37	
1.12	Рівнина	Р(н)к	53-64	0,26	0,24	1,09	1,22	-	37	

## Продовження табл. Б.2

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Красносілка	1.1	В.ч.с.	Норк	0-9	0,44	0,25	1,79	2,12	0,042	36
	1.8	Верхня частина схилу	Н(е)ор	0-14	0,49	0,29	1,69	2,64	0,035	32
			Нк(е)	14-30	0,48	0,31	1,53	2,44	-	34
			Нр(і)к	30-40	0,26	0,20	1,28	1,42	-	31
	2.2	В.ч.с.	Р(н)к	40-53	0,14	0,14	1,00	0,79	-	30
			Н	0-30	0,51	0,27	1,88	2,64	0,050	33
	2.5	Верхня частина схилу	Н(е)	0-30	0,47	0,26	1,81	2,23	0,040	36
			Нр(і)	30-41	0,29	0,20	1,41	1,42	-	35
			Рн(і)к	41-57	0,13	0,12	1,06	0,64	-	34
	2.8	В.ч.с.	Н(е)	0-28	0,53	0,28	1,88	2,64	0,044	34
			Нор	0-15	0,55	0,32	1,71	2,44	0,010	39
	2.15	Верхня частина схилу	Н(е)	15-32	0,52	0,32	1,63	2,23	-	40
			НР(і)	32-45	0,28	0,21	1,29	1,22	-	39
			Р(н)к	45-60	0,10	0,12	0,87	0,51	-	35
2.9	Середина схилу	Н(е)	0-36	0,59	0,33	1,78	2,64	0,071	39	
1.6	Нижня частина схилу	Нор	0-18	0,63	0,44	1,45	2,53	0,080	43	
		Н	18-33	0,58	0,41	1,41	2,32	-	43	
		Нр	33-53	0,34	0,28	1,21	1,42	-	41	
1.14	Н.ч.с.	Р(н)к	53-62	0,23	0,23	1,04	1,02	-	40	
		Нор	0-11	0,70	0,42	1,67	2,53	0,090	47	
2.4	Нижня частина схилу	Н	0-36	0,70	0,39	1,78	2,64	0,106	46	
		Нр	36-50	0,38	0,25	1,49	1,42	-	46	
		Ph	50-61	0,19	0,18	1,09	0,83	-	40	
2.17	Нижня частина схилу	Нор	0-18	0,65	0,39	1,68	2,44	0,070	46	
		Н(е)	18-38	0,54	0,35	1,55	2,32	-	40	
		Нр(і)	38-50	0,65	0,50	1,30	2,62	-	43	
			Р(н)к	50-60	0,38	0,32	1,18	1,46	-	45

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Фонтанка	3.7	Рівнина	He op	0-15	0,75	0,40	1,87	2,96	0,071	44
			He	15-37	0,65	0,37	1,78	2,59	-	43
			HPi	37-52	0,41	0,29	1,45	1,69	-	42
			P(h)ik	52-70	0,20	0,18	1,13	0,84	-	41
	3.3	Верхня частина схилу	He	0-27	0,53	0,29	1,83	2,59	0,038	35
			HP(i)	27-35	0,53	0,32	1,64	2,42	-	38
			Ph(i)	35-48	0,46	0,32	1,43	2,05	-	39
			P(h)ik	48-72	0,26	0,21	1,20	1,14	-	39
	3.4	Нижня частина схилу	He op	0-10	0,65	0,38	1,73	2,78	0,082	40
			He	10-19	0,60	0,36	1,68	2,50	-	42
			H(i)	19-36	0,65	0,38	1,69	2,42	-	46
			HPi	36-42	0,41	0,29	1,42	1,50	-	47
3.6	Тальвег	Phi	42-56	0,29	0,24	1,20	1,14	-	44	
		HP	0-20	0,78	0,47	1,64	2,96	0,097	45	
		H(e)	20-31	0,72	0,45	1,60	2,92	-	43	
		HP(i)	31-65	0,40	0,28	1,42	1,50	-	46	
Южне	2	Рівнина	P(hi)	65-80	0,35	0,29	1,20	1,32	-	45
			H(e)op	0-10	0,68	0,39	1,76	3,05	0,059	39
			He	10-29	0,63	0,37	1,68	2,73	-	40
			HPi	29-46	0,48	0,33	1,46	2,03	-	40
	4	Верхня частина схилу	PH(i)	46-65	0,34	0,29	1,18	1,62	-	36
			P(hi)	65-80	0,20	0,20	1,04	0,95	-	37
			He op	0-15	0,50	0,29	1,70	2,32	0,072	37
			He	15-33	0,48	0,28	1,69	2,23	-	37
	1	Рівнина	HPi	33-58	0,36	0,26	1,41	1,62	-	39
			Ph(i)	58-73	0,27	0,23	1,15	1,22	-	38
			P(hi)	73-100	0,12	0,13	0,95	0,61	-	34
			HP	0-12	0,80	0,36	2,22	3,55	0,115	39
Молодіж-не	1	Рівнина	H	12-29	0,67	0,34	2,00	3,16	-	37
			HP	29-55	0,65	0,40	1,65	2,88	-	39
			HP	55-74	0,42	0,35	1,19	1,93	-	38

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Лугове	1	Нижня частина схилу	HP	0-11	0,90	0,49	1,82	3,65	0,124	42
			H(e)	11-21	0,80	0,49	1,63	3,48	-	40
			HP(i)	21-37	0,52	0,39	1,31	2,32	-	38
			P(hi)k	37-50	0,30	0,28	1,08	1,35	-	38
	2	Верхня частина схилу	HP	0-9	0,62	0,31	2,00	2,74	0,053	39
			H(e)	9-23	0,58	0,32	1,82	2,62	-	38
			HP(i)	23-32	0,45	0,33	1,34	2,12	-	36
			P(h)	32-46	0,24	0,21	1,18	1,16	-	36
	3	Рівнина	H(e) op	0-14	0,69	0,38	1,83	2,78	0,071	43
			He	14-43	0,62	0,36	1,69	2,60	-	41
			HPi	43-60	0,36	0,27	1,34	1,54	-	40
			P(hi)	60-75	0,27	0,23	1,16	1,16	-	40
1	Рівнина	HP	0-10	0,64	0,39	1,64	3,13	0,079	35	
		H(e)	10-33	0,60	0,38	1,56	3,06	-	34	
		HPi	33-48	0,31	0,23	1,34	1,54	-	34	
		H	0-30	0,68	0,42	1,62	3,16	0,076	37	
2	Рівнина	He op	0-7	0,56	0,37	1,52	2,18	0,062	44	
		He	7-30	0,52	0,35	1,47	2,10	-	43	
		HPi	30-43	0,29	0,21	1,33	1,54	-	32	
		Phi	43-53	0,27	0,30	0,91	1,16	-	41	
3	Рівнина	H	0-30	0,61	0,38	1,61	2,51	0,061	42	
		H	0-33	0,74	0,44	1,67	3,18	0,074	40	
		H	0-33	0,74	0,42	1,76	3,28	0,078	39	
		H	0-46	0,48	0,33	1,44	2,64	0,089	31	
1	Рівнина	PH	46-60	0,26	0,21	1,21	1,45	-	31	
		PK	60-98	0,15	0,14	1,09	0,80	-	33	
		H	0-32	0,44	0,28	1,58	2,23	0,046	34	
		HP	32-51	0,25	0,20	1,27	1,30	-	33	
2	Нижня частина схилу	P(h)k	51-75	0,08	0,09	0,86	0,48	-	29	

Таблиця Б.3

## Оптична щільність гумінових кислот ґрунтів

К-д	№ роз-різу	Горизонт	Довжина хвилі, в нм						
			390	430	485	536	595	610	690
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Воронівка	1.2	H(e)op	3,697	2,684	1,858	1,606	1,312	0,928	0,617
	1.4	H(e)op	3,704	2,685	2,191	1,866	1,340	1,025	0,683
	2.3	H(e)op	3,668	2,658	2,207	1,895	1,461	1,116	0,692
		H(e)	3,670	2,651	2,202	1,896	1,460	1,120	0,693
		Hpi	3,479	2,394	1,957	1,643	1,159	0,929	0,548
		P(hi)k	3,232	2,185	1,838	1,477	1,004	0,774	0,651
	1.1	H(e)op	3,165	2,280	1,659	1,424	1,067	0,654	0,405
	1.3	H(e)op	3,214	2,249	1,722	1,432	0,925	0,698	0,378
	2.1	H(e)op	3,061	2,139	1,661	1,467	0,996	0,855	0,475
		He	3,068	2,142	1,660	1,466	0,998	0,857	0,477
		PHi	2,844	1,795	1,337	1,258	0,901	0,684	0,349
		Ph(i)k	2,693	1,626	1,209	1,100	0,772	0,563	0,314
	1.7	H(e)op	3,362	2,258	1,703	1,500	1,179	0,813	0,436
	1.6	H(e)op	3,651	2,646	1,932	1,749	1,262	0,804	0,577
	1.8	H(e)op	3,683	2,749	2,208	1,964	1,490	1,059	0,683
	2.4	H(e)op	3,572	2,432	2,096	1,668	1,248	0,762	0,599
		He	3,568	2,430	2,090	1,662	1,241	0,760	0,593
		Hpi	3,370	2,316	1,924	1,561	1,135	0,694	0,482
		P(hi)k	3,205	2,159	1,801	1,437	1,009	0,600	0,385
	2.2	Hop	3,869	2,668	1,994	1,692	1,284	1,097	0,707
H(e)		3,876	2,671	1,998	1,694	1,286	1,098	0,707	
HPi		3,625	2,403	1,900	1,572	1,179	0,915	0,631	
P(hi)		3,407	2,214	1,739	1,381	1,026	0,837	0,550	
Красносілка	1.12	H(e)	4,646	3,372	2,758	2,352	1,678	1,301	0,862
		Hpi(i)	4,480	3,195	2,604	2,126	1,391	1,079	0,695
		P(hi)k	4,299	2,967	2,342	1,843	1,154	0,863	0,602
	1.1	Hopk	3,194	2,301	1,738	1,538	0,942	0,669	0,353
	1.8	H(e)op	3,397	2,377	1,737	1,519	0,978	0,738	0,394
		Hk(e)	3,400	2,378	1,735	1,521	0,972	0,736	0,401
		Hpi(i)k	3,214	2,226	1,582	1,278	0,803	0,590	0,365
		P(h)k	3,072	2,083	1,426	1,164	0,750	0,462	0,296
	2.2	H	3,671	2,664	1,756	1,581	1,280	0,923	0,530
	2.5	H(e)	3,285	2,296	1,652	1,483	0,886	0,711	0,307
		Hpi(i)	3,071	2,138	1,499	1,222	0,704	0,580	0,268
		Ph(i)k	2,914	2,007	1,348	1,176	0,653	0,459	0,278
2.8	H(e)	3,461	2,475	1,797	1,526	0,964	0,659	0,437	
2.15	Hop	3,778	2,505	1,806	1,540	1,231	0,925	0,559	
	H(e)	3,775	2,500	1,806	1,541	1,230	0,929	0,554	
	HP(i)	3,561	2,402	1,680	1,323	1,067	0,784	0,464	
	P(h)k	3,402	2,269	1,495	1,208	0,913	0,662	0,379	
2.9	H(e)	4,365	3,084	1,955	1,412	1,116	0,837	0,450	

Продовження табл. Б.3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Фонтанка	1.6	Hop	4,219	2,898	2,404	1,945	1,327	0,944	0,727
		H	4,216	2,890	2,400	1,946	1,329	0,944	0,725
		Hp	4,077	2,685	2,259	1,801	1,265	0,829	0,598
		P(h)k	3,900	2,491	2,100	1,709	1,116	0,730	0,481
	1.14	Hop	4,434	3,024	2,480	2,152	1,629	1,152	0,890
	2.4	H	4,627	3,436	2,784	2,472	1,892	1,342	1,063
		Hp	4,491	3,240	2,643	2,333	1,800	1,226	0,929
		Ph	4,328	3,052	2,505	2,240	1,681	1,104	0,815
	2.17	Hop	4,124	2,993	2,422	2,043	1,468	1,038	0,744
		H(e)	4,131	2,998	2,420	2,047	1,465	1,042	0,744
		Hpi(i)	4,100	2,954	2,397	2,006	1,412	0,993	0,740
		P(h)k	3,979	2,705	2,218	1,782	1,251	0,804	0,569
	3.7	He op	4,631	3,364	2,768	2,350	1,673	1,307	0,861
		He	4,603	3,318	2,722	2,307	1,624	1,292	0,869
		HPi	4,474	3,175	2,529	2,043	1,452	1,116	0,707
		P(h)ik	4,316	3,001	2,337	1,864	1,146	0,885	0,634
	3.3	He	3,827	2,739	2,255	1,926	1,463	1,161	0,678
		Hpi(i)	3,597	2,616	2,073	1,718	1,205	0,974	0,556
		Ph(i)	3,489	2,503	1,940	1,579	1,171	0,860	0,508
		P(h)ik	3,402	2,400	1,865	1,484	1,082	0,797	0,410
3.4	He op	4,543	3,401	2,684	2,415	1,906	1,355	1,092	
	He	4,428	3,237	2,509	2,236	1,818	1,220	0,981	
	H(i)	4,395	3,204	2,458	2,179	1,772	1,183	0,956	
	HPi	4,214	3,009	2,261	1,994	1,587	1,045	0,883	
	Phi	4,047	2,836	2,092	1,763	1,329	0,912	0,794	
3.6	Hop	4,658	3,381	2,776	2,350	1,712	1,311	0,875	
	H(e)	4,662	3,380	2,777	2,350	1,718	1,305	0,876	
	HP(i)	4,402	3,145	2,561	2,128	1,609	1,200	0,794	
	P(hi)	4,237	3,008	2,383	2,016	1,457	0,965	0,682	
Южне	2	H(e)op	3,581	2,382	1,870	1,493	1,154	0,816	0,558
		He	3,515	2,306	1,824	1,472	1,139	0,823	0,560
		Hpi	3,229	2,124	1,657	1,301	1,042	0,716	0,483
		PH(i)	3,173	2,057	1,583	1,194	0,913	0,625	0,411
		P(hi)	3,062	1,894	1,506	1,100	0,837	0,548	0,352
	4	He op	3,476	2,301	1,769	1,422	1,053	0,747	0,468
		He	3,480	2,297	1,762	1,422	1,054	0,751	0,469
		Hpi	3,244	2,069	1,581	1,257	0,873	0,612	0,400
		Ph(i)	3,161	1,988	1,439	1,105	0,784	0,537	0,353
		P(hi)	3,059	1,871	1,362	1,034	0,695	0,473	0,348
Молодіжне	1	Hop	4,652	3,344	2,790	2,316	1,907	1,305	1,050
		H	4,640	3,344	2,782	2,291	1,899	1,284	1,050
		Hp	4,471	3,191	2,546	2,092	1,650	1,080	0,839
		HP	4,296	2,935	2,330	1,810	1,408	0,849	0,688



Продовження табл. Б.3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Лугове	1	Нор	3,625	2,616	2,004	1,557	1,390	0,893	0,698
		H(e)	3,630	2,604	2,012	1,538	1,385	0,867	0,690
		HP(i)	3,489	2,418	1,846	1,397	1,200	0,625	0,509
		P(hi)k	3,318	2,243	1,684	1,301	1,064	0,543	0,372
	2	Нор	3,365	2,297	1,649	1,464	1,057	0,692	0,405
		H(e)	3,357	2,300	1,640	1,462	1,050	0,690	0,412
		HP(i)	3,188	2,143	1,498	1,283	0,886	0,545	0,360
		P(h)	3,045	1,985	1,321	1,135	0,741	0,427	0,279
	3	H(e) op	3,542	2,471	2,036	1,628	1,216	0,782	0,569
		He	3,540	2,468	2,040	1,624	1,210	0,790	0,574
		HPi	3,375	2,314	1,902	1,537	1,109	0,675	0,462
		P(hi)	3,203	2,172	1,784	1,398	0,976	0,580	0,348
Очаків	1	Нор	3,608	2,462	1,903	1,552	1,212	0,801	0,531
		H(e)	3,590	2,403	1,914	1,571	1,220	0,742	0,530
		HPi	3,404	2,255	1,742	1,394	1,026	0,653	0,400
	2	H	3,565	2,375	1,849	1,468	1,133	0,794	0,508
	3	He op	3,347	2,194	1,663	1,467	1,078	0,630	0,404
		He	3,340	2,183	1,671	1,437	1,074	0,637	0,404
		HPi	3,182	2,084	1,512	1,331	0,906	0,604	0,358
		Phi	3,000	1,979	1,394	1,283	0,750	0,412	0,229
	4	H	3,502	2,326	1,807	1,461	1,100	0,780	0,489
	5	H	3,553	2,351	1,840	1,441	1,124	0,772	0,510
6	H	3,584	2,401	1,926	1,468	1,193	0,774	0,538	
Кубанка	1	H	4,293	2,951	2,464	2,015	1,396	0,948	0,702
		PH	4,145	2,783	2,347	1,900	1,302	0,871	0,586
		Pk	3,962	2,559	2,182	1,791	1,248	0,793	0,527
	2	H	3,852	2,563	1,871	1,559	1,147	0,892	0,564
		HP	3,640	2,446	1,749	1,379	1,003	0,742	0,461
		P(h)k	3,487	2,292	1,568	1,251	0,858	0,625	0,386

Показники оптичних властивостей гумінових кислот ґрунтів

К-д	№ роз-різу	Горизонт	$E_{485}^1$	$E_{690}^2$	$E_4/E_6$	$E_4^{0,001}$	$E_{430}^4$	$K_{ст}^5$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Воронівка	1.2	H(e)op	13,662	4,537	3,011	0,101	19,735	12,78
	1.4	H(e)op	16,110	5,022	3,208	0,119	19,742	12,05
	2.3	H(e)op	16,228	5,088	3,189	0,119	19,544	11,643
		H(e)	16,191	5,096	3,177	0,119	19,493	10,551
		HPi	14,390	4,029	3,571	0,106	17,603	7,147
	2.3	P(hi)k	13,515	4,787	2,823	0,099	16,066	6,771
		1.1	H(e)op	12,199	2,978	4,096	0,089	16,765
	1.3	H(e)op	12,662	2,779	4,556	0,093	16,537	7,04
	2.1	H(e)op	12,213	3,493	3,497	0,090	15,728	8,726
		He	12,206	3,507	3,480	0,090	15,750	8,056
		PHi	9,831	2,566	3,831	0,072	13,199	5,375
		Ph(i)k	8,890	2,309	3,850	0,065	11,956	3,540
	1.7	H(e)op	12,522	3,206	3,906	0,092	16,603	7,31
	1.6	H(e)op	14,206	4,243	3,348	0,104	19,456	10,17
	1.8	H(e)op	16,235	5,022	3,233	0,119	20,213	11,19
	2.4	H(e)op	15,412	4,404	3,499	0,113	17,882	9,097
		He	15,368	4,360	3,524	0,113	17,868	8,263
		HPi	14,147	3,544	3,992	0,104	17,029	5,674
	2.4	P(hi)k	13,243	2,831	4,678	0,097	15,875	3,665
		2.2	Нор	14,662	5,199	2,820	0,108	19,618
H(e)	14,691		5,199	2,826	0,108	19,640	10,355	
HPi	13,971		4,640	3,011	0,103	17,669	7,218	
P(hi)	12,787		4,044	3,162	0,094	16,279	5,612	
1.12	H(e)	20,279	6,338	3,120	0,149	24,795	14,569	
	HP(i)	19,147	5,110	3,747	0,141	23,493	8,841	
	P(hi)k	17,221	4,426	3,890	0,127	21,816	6,056	
1.1	Норк	12,779	2,596	4,923	0,094	16,919	6,18	
1.8	H(e)op	12,772	2,897	4,409	0,094	17,478	6,660	
	Hk(e)	12,757	2,949	4,327	0,094	17,485	6,224	
	HP(i)k	11,632	2,684	4,334	0,086	16,368	4,834	
	P(h)k	10,485	2,176	4,818	0,077	15,316	3,179	
2.2	H	12,911	3,897	3,313	0,095	19,588	11,17	
2.5	H(e)	12,147	2,257	5,381	0,089	16,882	5,647	
	HP(i)	11,022	1,971	5,593	0,081	15,721	3,963	
	Ph(i)k	9,9118	2,044	4,849	0,073	14,757	3,196	
2.8	H(e)	13,213	3,213	4,112	0,097	18,199	8,36	
2.15	Нор	13,279	4,110	3,231	0,098	18,419	10,034	
	H(e)	13,279	4,074	3,260	0,098	18,382	9,191	
	HP(i)	12,353	3,412	3,621	0,091	17,662	6,341	
	P(h)k	10,993	2,787	3,945	0,081	16,684	3,722	
2.9	H(e)	14,375	3,309	4,344	0,106	22,676	9,29	

Продовження табл. Б.4

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Фонганка	1.6	Нор	17,676	5,346	3,307	0,130	21,309	9,344
		Н	17,647	5,331	3,310	0,130	21,250	9,051
		Нр	16,610	4,397	3,778	0,122	19,743	6,376
		Р(н)к	15,441	3,537	4,366	0,114	18,316	4,321
	1.14	Нор	18,235	6,544	2,786	0,134	22,235	13,41
		Н	20,471	7,816	2,619	0,151	25,265	17,171
		Нр	19,434	6,831	2,845	0,143	23,824	12,393
	2.4	Ph	18,419	5,993	3,074	0,135	22,441	7,958
		Нор	17,809	5,471	3,255	0,131	22,007	11,357
		Н(е)	17,794	5,471	3,253	0,131	22,044	10,505
	2.17	Нр(і)	17,625	5,441	3,239	0,130	21,721	8,851
		Р(н)к	16,309	4,184	3,898	0,120	19,890	6,072
He op		20,353	6,331	3,215	0,150	24,735	14,387	
3.7	He	20,015	6,390	3,132	0,147	24,397	13,864	
	Нр(і)	18,596	5,199	3,577	0,137	23,346	9,463	
	Р(н)ік	17,184	4,662	3,686	0,126	22,066	6,765	
	He	16,581	4,985	3,326	0,122	20,140	11,081	
3.3	Нр(і)	15,243	4,088	3,728	0,112	19,235	8,461	
	Ph(і)	14,265	3,735	3,819	0,105	18,404	6,892	
	Р(н)ік	13,713	3,015	4,549	0,101	17,647	4,655	
	He op	19,735	8,029	2,458	0,145	25,007	17,601	
3.4	He	18,449	7,213	2,558	0,136	23,801	15,727	
	Н(і)	18,074	7,029	2,571	0,133	23,559	15,485	
	Нр(і)	16,625	6,493	2,561	0,122	22,125	12,270	
	Phi	15,382	5,838	2,635	0,113	20,853	9,498	
3.6	Нор	20,412	6,434	3,173	0,150	24,860	12,929	
	Н(е)	20,419	6,441	3,170	0,150	24,853	12,544	
	Нр(і)	18,831	5,838	3,225	0,138	23,125	10,181	
	Р(н)і	17,522	5,015	3,494	0,129	22,118	7,596	
Южне	2	Н(е)ор	13,750	4,103	3,351	0,101	17,515	9,251
		He	13,412	4,118	3,257	0,099	16,956	8,746
		Нр(і)	12,184	3,551	3,431	0,090	15,618	6,647
		РН(і)	11,640	3,022	3,851	0,086	15,125	4,673
		Р(н)і	11,074	2,588	4,278	0,081	13,926	3,385
	4	He op	13,007	3,441	3,780	0,096	16,919	7,609
		He	12,956	3,449	3,757	0,095	16,890	7,553
		Нр(і)	11,625	2,941	3,9525	0,085	15,213	5,427
		Ph(і)	10,581	2,596	4,076	0,078	14,618	4,124
		Р(н)і	10,015	2,559	3,914	0,074	13,757	3,304
Молодіжне	1	Нор	20,514	7,721	2,657	0,151	24,589	20,543
		Н	20,456	7,721	2,650	0,150	24,589	18,561
		Нр	18,721	6,169	3,035	0,138	23,463	12,758
		НР	17,132	5,059	3,387	0,126	21,581	7,647

Продовження табл. Б.4

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Лугове	1	Нор	14,735	5,132	2,871	0,108	19,235	12,260
		Н(е)	14,794	5,074	2,916	0,109	19,147	10,638
		НР(і)	13,574	3,743	3,627	0,100	17,779	6,422
		Р(н)ік	12,382	2,735	4,527	0,091	16,493	3,935
	2	Нор	12,125	2,978	4,072	0,089	16,890	8,296
		Н(е)	12,059	3,029	3,981	0,089	16,912	7,690
		Нр(і)	11,015	2,647	4,161	0,081	15,757	5,112
		Р(н)	9,7132	2,051	4,735	0,071	14,596	3,483
	3	Н(е) op	14,971	4,184	3,578	0,110	18,169	9,241
		He	15,000	4,221	3,554	0,110	18,147	8,680
		Нр(і)	13,985	3,397	4,117	0,103	17,015	5,538
		Р(н)і	13,118	2,559	5,126	0,096	15,971	3,614
Очаків	1	Нор	13,993	3,904	3,584	0,103	18,103	8,284
		Н(е)	14,074	3,897	3,611	0,103	17,669	7,681
		Нр(і)	12,809	2,941	4,355	0,094	16,581	5,102
	2	Н	13,596	3,735	3,640	0,100	17,463	7,725
		He op	12,963	3,412	4,116	0,090	16,132	5,957
	3	He	13,022	3,412	4,136	0,090	16,052	5,705
		Нр(і)	11,118	2,632	4,223	0,082	15,324	4,825
		Phi	10,250	1,684	6,087	0,075	14,552	2,199
	4	Н	13,287	3,596	3,695	0,098	17,103	7,405
	5	Н	13,529	3,750	3,608	0,099	17,287	7,954
6	Н	14,162	3,956	3,580	0,104	17,654	8,630	
Кубанка	1	Н	18,118	5,162	3,510	0,133	21,699	8,778
		РН	17,257	4,309	4,005	0,127	20,463	6,182
		Рк	16,044	3,875	4,140	0,118	18,816	4,954
	2	Н	13,757	4,147	3,317	0,101	18,846	8,976
		Нр	12,860	3,390	3,794	0,095	17,985	6,020
		Р(н)к	11,529	2,838	4,062	0,085	16,853	3,609

Примітки:

<sup>1</sup> Коефіцієнт оптичної щільності при довжині хвилі 485 нм<sup>2</sup> Коефіцієнт оптичної щільності при довжині хвилі 690 нм<sup>3</sup> Коефіцієнт оптичної щільності при довжині хвилі 464 нм і концентрації розчину 1 мг/100 мл, при довжині кювети 1 см<sup>4</sup> Коефіцієнт оптичної щільності при довжині хвилі 430 нм<sup>5</sup> Показник якості і стабільності гумусу

Таблиця Б.5

## Пороги коагуляції гуматів натрію ґрунтів

К-д	№ розрізу	Горизонт	CaCl <sub>2</sub> , мг-екв/л гумату	
			Початок коагуляції	Повна коагуляція
1	2	3	4	5
Воронівка	1.2	H(e)op	6,8	14,7
	1.4	H(e)op	7,4	16,2
	2.3	H(e)op	7,2	16,8
		H(e)	7,2	16,8
		Hpi	7,4	17,4
		P(hi)k	7,6	18,0
	1.1	H(e)op	9,4	19,7
	1.3	H(e)op	8,4	18,7
	2.1	H(e)op	8,6	18,6
		He	8,6	18,6
		PHi	9,0	18,9
		Ph(i)k	9,2	19,5
	1.7	H(e)op	8,0	18,3
	1.6	H(e)op	7,2	16,8
	1.8	H(e)op	6,8	14,7
	2.4	H(e)op	7,4	16,2
		He	7,4	16,0
		Hpi	7,6	16,9
		P(hi)k	8,0	17,8
	2.2	Hop	7,0	16,3
H(e)		6,8	16,0	
HPi		7,4	16,6	
P(hi)		7,9	18,4	
Красносілка	1.12	H(e)	5,2	10,0
		Hp(i)	5,5	11,2
		P(hi)k	5,7	12,1
	1.1	Hopk	6,4	15,6
	1.8	H(e)op	6,6	14,9
		Hk(e)	6,6	14,8
		Hp(i)k	7,3	15,9
		P(h)k	7,6	16,4
	2.2	H	6,5	14,9
	2.5	H(e)	6,9	15,6
		Hp(i)	7,5	16,4
		Ph(i)k	9,2	19,1
	2.8	H(e)	6,5	14,8
2.15	Hop	6,3	14,5	
	H(e)	6,2	14,4	
	HP(i)	8,0	17,8	
	P(h)k	9,4	18,8	
2.9	H(e)	6,0	14,1	

Продовження табл. Б.5

1	2	3	4	5
Фонганка	1.6	Hop	5,7	10,4
		H	5,6	10,4
		Hp	6,0	11,6
		P(h)k	7,4	16,0
	1.14	Hop	5,6	11,4
	2.4	H	5,4	10,7
		Hp	5,4	11,6
		Ph	5,6	12,2
	2.17	Hop	5,6	12,5
		H(e)	5,8	12,6
		HP(i)	5,9	12,8
		P(h)k	6,6	14,5
	3.7	He op	5,3	10,8
		He	5,4	10,8
HPi		5,6	11,4	
P(h)ik		5,7	12,0	
He		6,3	14,0	
HP(i)		7,2	15,8	
Ph(i)		7,2	16,8	
P(h)ik		7,6	17,5	
3.4	He op	5,8	11,0	
	He	5,8	11,4	
	H(i)	5,8	11,4	
	HPi	6,4	12,8	
	Phi	7,2	16,2	
3.6	Hop	5,2	10,8	
	H(e)	5,2	10,8	
	HP(i)	5,4	11,6	
	P(hi)	5,6	12,0	
Южне	2	H(e)op	6,8	14,6
		He	7,0	15,0
		Hpi	7,2	15,8
		PH(i)	7,2	16,1
		P(hi)	8,0	18,2
	4	He op	6,8	15,6
		He	6,8	15,6
		Hpi	7,2	16,2
		Ph(i)	7,5	16,6
		P(hi)	8,0	18,0
Молодіжне	1	Hop	5,0	10,0
		H	5,0	10,2
		Hp	5,4	11,0
		HP	5,6	12,0

Продовження табл. Б.5

1	2	3	4	5
Лугове	1	Нор	7,2	16,6
		Н(е)	7,2	16,6
		Нр(i)	7,8	17,2
		Р(hi)k	8,0	18,2
	2	Нор	8,6	18,6
		Н(е)	8,6	18,6
		Нр(i)	8,6	18,8
		Р(h)	9,0	19,3
	3	Н(е) op	7,0	16,4
		Не	7,0	16,4
		Нрi	7,4	17,0
		Р(hi)	8,0	17,8
Очаків	1	Нор	7,2	16,8
		Н(е)	7,2	16,6
		Нрi	7,6	17,8
	2	Н	7,2	17,0
	3	Не op	7,2	17,3
		Не	7,2	17,2
		Нрi	8,0	18,5
		Phi	8,6	18,9
4	Н	7,2	17,2	
5	Н	7,2	17,0	
6	Н	7,2	16,7	
Кубанка	1	Н	5,7	11,4
		РН	5,8	12,2
		Рk	6,8	14,6
	2	Н	6,2	14,0
		Нр	6,4	15,5
		Р(h)k	7,2	16,0

## Додаток В

## Чорноземи південні залишково-солонцюваті

Розріз У1.

Нор 0-10.	Гумусово-аккумулятивний. Сирий. Темно-сірий, важкосуглинистий, грудкуватий. Середньої структурності, м'який. Багато коренів, але небагато червоточин, одиничні капроліти. Перехід у наступний горизонт різкий за щільністю і структурою.
Н(i) 10-20.	Гумусово-аккумулятивний. Вологий. Сірий з легким бурим відтінком; Важкосуглинистий, зонально зернисто-призматичний, в цілому неясно-зернисто-грудкуватий. Середньої структурності, ущільнений (окремими зонами слабоущільнений). Багато коренів рослин, червоточини. Перехід різкий за структурою.
НІ 20-29.	Гумусово-ілювіальний. Свіжий. Плямистий сірувато-бурий (при розтиранні світліє). Зональний за оструктуреністю: в цілому зернисто-призматичний, важкосуглинистий, дуже щільний. Поверхня агрегатів з легким глянцем. Червооріони в окремих місцях з більш пухким складенням. Перехід різкий за кольором.
Нр 29-45.	Гумусовий перехідний. Сірувато-темно-бурий; темніші півки на поверхні агрегатів, при розтиранні світліє. Затічно-плямистий. Важкосуглинистий, крупкувато-грудкуватої структури. Пористий, твердуватий. Багато червоточин, рідко капроліти. Перехід у наступний горизонт поступовий.
Нр 45-55.	Гумусовий перехідний. Сірувато-бурий; гумусові півки на поверхні агрегатів, при розтиранні світліє. Затічно-плямистий. Важкосуглинистий, грудкуватої структури. Пористий, твердуватий. Червоточини, рідко капроліти. Перехід у наступний горизонт різкий за кольором.
Р(h) 55-68.	Лесовидний суглинок з затічними плямами більш гумусованої маси. Палево-темно-бурий. На гранях окремоостей гумусовані півки, що мають незначний диск. Важкосуглинистий, брилисто-горіхуватий
Рk 68-120.	Бурувато-палевий лес. У верхній частині агрегати з примазками гумусу, окремі темно-сірі з різкими краями затіки гумусу. Велика кількість щільної, розміром до 3 см білозірки в шарі 72-115 см. Ущільнений, пористий. Важкосуглинистий.

Глибина, см	СО <sub>2</sub> карбонатів, %	рН водне	Гумус, %	Вбирні основи, мг-екв/100 г ґрунту			Обмінний Na <sup>+</sup> , % від суми
				Са <sup>2+</sup>	Мg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	
0-20	Не закипає	7,7	3,31	17,50	3,00	0,67	3,2
20-29	Не закипає	7,8	3,14	17,50	3,25	0,75	3,5
29-45	Не закипає	7,9	2,05				
45-55	6,03	Не визн.	1,32				
55-68	14,08	Не визн.					
68-75	16,90	7,9					

Розріз У2.

Ні 0-20.	Гумусово-аккумулятивно-ілювіальний. Сирий. Темно-сірий до чорного. Важкосуглинний. До 7 см. грудкуватий м'який, вниз призматичної структури, твердуватий. Багато коренів, червоточин. Перехід у наступний горизонт різкий за кольором.
Нір 20-29.	Гумусово-ілювіальний. Вологий. Сірий з бурим відтінком. Важкосуглинний, щільний, призматично-глибистий, зонально плямистий. При розтиранні світліє. Червоточин менше за попередній. Перехід різкий за кольором.
НР 29-58.	Жовтувато-бурий лесовидний суглинок, плямистий від затіків гумусу сірого кольору. Свіжий. Поверхня агрегатів з гумусовими плівками, при розтиранні світліє. На зрізі плями з розводами. Горіхуватий, важкосуглинний, ущільнений. Червороїни рідко. Перехід поступовий.
Р(н) 58-77.	Жовтувато-бурий лесовидний суглинок з одиничними затіками гумусованої маси сірого кольору. Свіжий. Поверхня агрегатів з гумусовими плівками, легким глянцем, при розтиранні світліє. Горіхуватий, важкосуглинний, ущільнений. Перехід поступовий.
РК 77-120.	Ілювіально-карбонатний горизонт. Палево-бурий лесовидний суглинок з великою кількістю щільної, великої за розмірами (до 4 см) білозірки. Стовбчато-горіхуватої структури, ущільнений, важкосуглинний.
Рк120 і глибше.	Палево-бурий лес. Відносно однорідний, бурхливо закипає. Ущільнений, пористий. Важкосуглинний.

Глибина, см	Гігроскопічна волога, %	Гранулометричний склад (розмір фракцій в мм, вміст, %)							
		1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001	<0,01	>0,01
0-20	1,031	-	8,62	50,35	6,22	7,87	26,94	41,03	58,97
20-29	1,028	-	8,91	33,88	9,22	10,04	37,95	57,21	52,79

Глибина, см	рН водне	Гумус, %	Вбирні основи, мг-екв/100 г ґрунту			Обмінний Na <sup>+</sup> , % від суми
			Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	
0-20	7,8	3,14	16,00	5,00	0,91	4,2
20-29	7,8	3,05	17,50	4,25	1,00	4,4
29-58	7,9	1,32				
58-77	8,0	0,68				



Рис. 1 Чорноземи південні залишково-солонцюваті (1 км на захід від заліз. ст. Усагове): а) профіль ґрунтів (розріз У1); б) профіль ґрунтів (розріз У2); в) призматична структура підорної частини гумусо-аккумулятивного горизонту ; г) прошарки кремнеземистої присипки; д) стовбчаста структура



Кр - 1.14 Чорнозем південний слабосолонцюватий глибокозакипаючий середньопотужний укорочений слабогумусований важкосуглинистий



Нор.  
(0-11см)  
H(e)  
(11-35см)  
Нр(i)  
(35-56см)  
P(hi)  
(56-69см)  
P(h)k  
(69-79см)  
Prk  
(79-100см)

Ф - 5.2 Чорнозем південний залишково-солонцюватий глибокозакипаючий середньопотужний укорочений слабогумусований важкосуглинистий



Нор.  
(0-10 см)  
He  
(10-36 см)  
Нрi  
(36-46 см)  
PH(i)  
(46-60 см)  
Pk(h)  
(60-72 см)  
Prk  
(72-130 см)

Кр - 1.12 Чорнозем південний слабосолонцюватий середньопотужний слабогумусований важкосуглинистий



H(e)  
(0-38см)  
Нр(i)  
(38-53см)  
P(hi)k  
(53-64см)  
Prk  
(64-120см)  
Pk  
(120-150см)

Кр - 1.6 Чорнозем південний слабосолонцюватий середньопотужний слабогумусований важкосуглинистий



Нор.  
(0-18см)  
H  
(18-33см)  
Нр  
(35-53см)  
P(h)k  
(53-62см)  
Prk  
(62-100см)

В - 1.2 Чорнозем південний залишково-солонцюватий середньопотужний слабогумусований важкосуглинистий



H(e) op.  
(0-22 см)  
Нi  
(23-32 см)  
Нрi  
(32-45 см)  
PH(i)  
(45-52 см)  
P(h)k  
(52-68 см)  
Prk  
(68-110 см)

К - 1.8 Чорнозем південний слабосолонцюватий слабогумусований слабозмитий важкосуглинистий



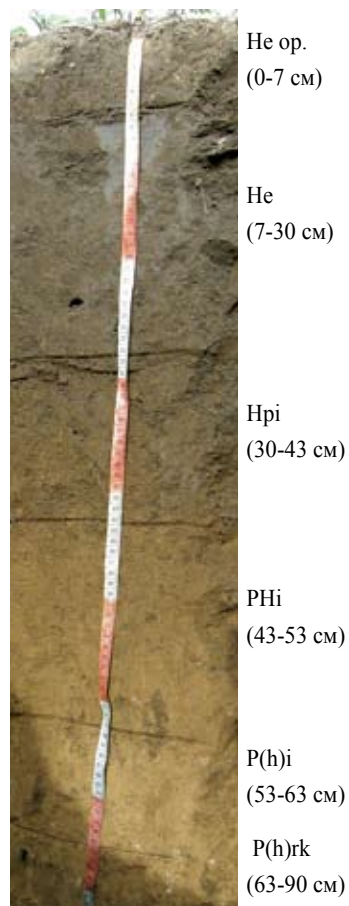
H(e) op.  
(0-14см)  
Hk(e)  
(14-30см)  
Нр(i)k  
(30-42см)  
P(h)k  
(42-53см)  
Prk  
(53-80см)

В - 1.1 Чорнозем південний залишково-солонцюватий слабогумусований слабозмитий середньосуглинистий



H(e) op.  
(0-22 см)  
Нi  
(22-32 см)  
Нр(i)  
(32-38 см)  
Ph  
(38-57 см)  
P(h)k  
(57-73 см)  
Prk  
(73-130 см)

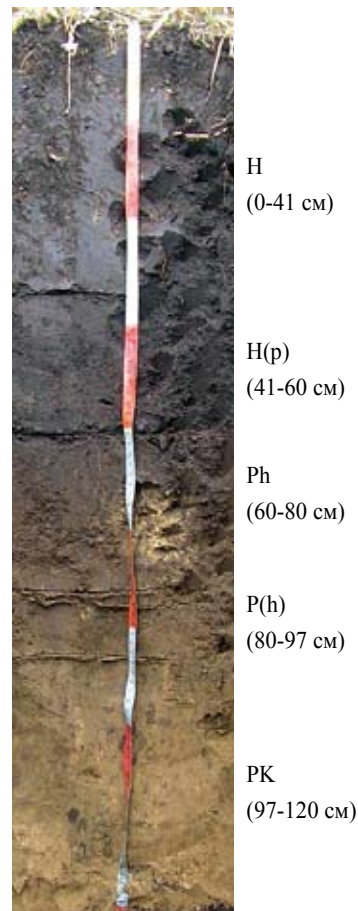
О - 3 Темно-каштановий  
слабосолонцюватий  
глибокозакипаючий  
потужний  
слабогумусований  
середньосуглинковий



Ф - 4.6 Лучно-чорноземний  
слабосолонцюватий  
потужний  
слабогумусований  
важкосуглинковий



Н - 12 Лучнувато-  
чорноземний  
середньосолонцюватий  
середньопотужний  
укорочений  
слабогумусований  
середньосуглинковий



## Список використаних джерел

1. Черноземы СССР / [отв. ред.: д. геогр. наук, проф. В.М. Фридланд, канд. с.-х. наук И.И. Лебедева]. – М.: Колос, 1974 – Т.1. – 1974. – 560 с.
2. Добровольский Г.В. Систематика и классификация почв (история и современное состояние): учеб. пособие. / Г.В.Добровольский, С.Я.Трофимов – М.: Изд-во МГУ, 1996. – 80 с.
3. Крупенников И.А. История почвоведения (от времени его зарождения до наших дней) / И.А. Крупенников – М.: Наука, 1981. – 328 с.
4. Иванов И.В. История отечественного почвоведения: развитие идей, дифференциация, институционализация / И.В. Иванов, Ин-т физико-химических и биологических проблем почвоведения. Докучаевское общество почвоведов. – М.: Наука, 2003. – Кн. 1: 1870-1947 гг. – 2003. – 398 с.
5. Докучаев В.В. Сочинения: [в 8 т.]. – М.: Изд-во АН СССР. – Т. 6: Преобразование природы степей: работы по исследованию почв и оценке земель, учение о зональности и классификация почв. 1888-1900 / под ред. Л.И. Прасолова, И.В. Тюрина. – 1951. – 596 с.
6. Сибирцев Н.М. Избранные сочинения: [в 2 т.] / под ред. и с предисл. С.С. Соболева – М.: Сельхозгиз. – Т. 1: Почвоведение. – 1951. – 472 с.
7. Михайлюк В.І. Олександр Гнатювич Набоких – основоположник ґрунтознавства в Україні та фундатор Одеського сільськогосподарського інституту / В.І. Михайлюк // Аграрний вісник Причорномор'я; зб. наук. праць. – Вип. 46 – Одеса: СМІЛ, 2008. – С. 168-181.
8. Гедройц К. К. Почвенный поглощающий комплекс и почвенные поглощенные катионы, как основа генетической почвенной классификации / К. К. Гедройц – Изд. 2-е, доп. и испр. – Ленинград: Изд-во Носовск. опытной станции, тип. «Коминтерн», 1927. – 112 с.
9. Прасолов Л.И. К вопросу о классификации и номенклатуре почв / Л.И. Прасолов. Тр. Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. – Москва; Ленинград: Изд-во АН СССР, 1936. Т. 13. – С. 101–111.
10. Прасолов Л.И. Каштановые почвы сухих степей / Л.И. Прасолов, И.Н.Антипов-Каратаев, И.Д. Седлецкий // Почвоведение. – 1937. – №6. – С. 863-882.
11. Ковда В.А. Основы учения о почвах: [в 2 т.] / под ред. Г.В.Добровольского – М.: Наука, 1973. – Т.2: Общая теория почвообразовательного процесса. – 468 с.
12. Классификация и диагностика почв СССР / В.В. Егоров, В.М. Фридланд, Е.Н. Иванова [и др.]. – М.: Колос, 1977. – 224 с.
13. Соколов И.А. Базовая субстантивно-генетическая классификация почв / И.А. Соколов // Почвоведение. – 1991. – №3. – С. 107-121.
14. Классификация и диагностика почв России / Л.Л.Шишов, В.Д.Тонконогов, И.И.Лебедева, М.И.Герасимова – Смоленск: Ойкумена, 2004. – 342 с.
15. Принципи і структура класифікації ґрунтів України / І.Я.Папіш, Г.С.Іванюк, С.П. Позняк, М.Г. Кіт // Ґрунтознавство. – 2008. – Т.9, № 3-4 (13). – С. 33-40.
16. Класифікація ґрунтів України / Полупан М.І., Соловей В.Б., Величко В.А. // за ред. М.І. Полупана. – К.: Аграрна наука, 2005. – 300 с.
17. Світова реферативна база ґрунтових ресурсів 2006. Звіт про ґрунтові ресурси світу / пер. С.М. Польшина, В.А. Нікорич. – Рим: ФАО, 2006; Чернівці: ЧНУ, 2007. – 200 с.
18. Димо В.Н. Термические критерии как основа фацциально-провинциального разделения почв / В.Н. Димо, Н.Н. Розов // Почвоведение. – Москва, 1974. - №5. – С. 12-22.



19. Кривульченко А.І. Сухі степи Причорномор'я та Приазов'я: ландшафти, галогеохімія ґрунто-підґрунтя; монографія. / А.І. Кривульченко – К.: Гідромас, 2005. – 346 с.
20. Соколов С.И. О зональности почв и почвенных зонах Казахстана / С.И. Соколов // Почвоведение. – М., 1959. – №9. – С. 56-64.
21. Берг Л.С. Географические зоны Советского Союза: [в 2 т.] / Л.С. Берг – М.: Гос. изд. геог. литер, 1952. – Т. II. – 512 с.
22. Почвы УССР / Н.Б. Вернандер, М.М. Годлин, Г.Н. Самбур, С.Ф. Скорина – Киев ; Харьков, 1951. – 326 с.
23. Суслов С.П. Физическая география СССР. Азиатская часть / С.П. Суслов – М.: Учпедгиз, 1954. – 712 с.
24. Виленский Д.Г. Почвоведение: учебник для гос. ун-тов и пед. ин-тов / Д. Г. Виленский. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Учпедгиз, 1954. – 452 с.
25. Роде А.А. Почвоведение / А.А. Роде, В.Н. Смирнов – М.: Высш. шк., 1972. – 270 с.
26. Карта физико-географического районирования СССР, масштаб 1: 8000000 / под ред. Н.А. Гвоздецкого. – М., 1986.
27. Исаченко А.Г. Природа мира: Ландшафты // А.Г. Исаченко, А.А. Шляпников. – М.: Мисль, 1989. – 504 с.
28. Удосконалена схема фізико-географічного районування України. // О.М. Маринич, Г.О. Пархоменко, О.М. Петренко, П.Г. Шищенко – Український географічний журнал. – 2003. – №1. – С. 16-20.
29. Україна: навчальний атлас / [гол. ред. Ф.В. Зузку]. – К.: Головне управління геодезії, картографії та кадастру при Кабінеті Міністрів України, 1998. – 96 с.
30. Филатов М.М. География почв СССР: учеб. для ВУЗов // М.М. Филатов. – М., Учпедгиз, 1945. – 344 с.
31. Лавренко Е.М. Степи Евразии / Е.М. Лавренко, З.В. Карамышева, Р.И. Никулина. – Ленинград: Наука, 1991. – 144 с.
32. Добрынин Б.Ф. Физическая география СССР. Т. I: Европейская часть и Кавказ / Б.Ф. Добрынин. – Учпедгиз, 1948. – 328 с.
33. Шатохина Н.Г. Степне катены / В.Г. Мордкович, Н.Г. Шатохина, А.А. Титлянова. – Новосибирск: Наука, 1985. – 118 с.
34. Маринич О.М. Наукові засади дослідження ландшафтного різноманіття України / О.М. Маринич // Проблеми ландшафтного різноманіття України. – К.: Ін-т геогр. НАН України, КАРБОН Лтд., 2000. – С. 104-107.
35. Маринич А.М. Природа Украинской ССР. Ландшафты и физико-географическое районирование / А.М. Маринич, В.М. Пашенко, П.Г. Шищенко. – К.: Наук. думка, 1985. – 224 с.
36. Гринь Г.С. Принципы районування Української РСР / Г.С. Гринь, М.К. Крупський // Агрохімія і ґрунтознавство. – 1969. – Вип. 12. – С. 3-26.
37. Дроздов О.М. Фізико-географічні райони Одеської області / О.М. Дроздов // Праці ОДУ, 1957. – Т. 147. – Вип. 5. – С. 24-28. – Сер. геол. та геогр. наук.
38. Зимовец Б.А. Экология и мелиорация почв сухостепной зоны / Б.А. Зимовец – М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева РАСХН, 1991. – 248 с.
39. Природно-сельскохозяйственное районирование и использование земельного фонда СССР / под ред. акад. ВАСХНИЛ А.Н.Каштанова. – М.: Колос, 1983. – 336 с.
40. Пашенко В.М. Зонально-регіональний огляд природних ландшафтів рівнинної території України // Розбудова екомережі України / під ред. Шеляг-Сосонко Ю.Р. – К.: Б. в. – 1999. – С. 26-36.
41. Шищенко П.Г. Прикладная физическая география / П.Г. Шищенко – К.: Вища школа, 1988. – 192 с.
42. Природа Украинской ССР. Почвы / П.Б. Вернандер, И.Н. Гоголев, Д.И. Ковалишин и др. – К.: Наук. думка, 1986. – 216 с.
43. Добровольский Г.В. География почв / Г.В. Добровольский, И.С. Урусевская – М.: Изд-во МГУ, Изд-во «Колос», 2004. – 460 с.
44. Пашенко В.М. Методологія постнекласичного ландшафтознавства / В.М. Пашенко – К.: Ін-т геогр. НАН України, 1999. – 282 с.
45. Атлас почв Украинской ССР / под ред. Н.К. Крупкого и Н.И. Полупана. – К.: Урожай, 1979. – 160 с.
46. Летунов П.А. Принципы комплексного природного районирования в целях развития сельского хозяйства / П.А. Летунов // Почвоведение. – М., 1956. – №3. – С. 48-56.
47. Гринь Г.С. Галогенез лессовых почво-грунтов Украины / Г.С. Гринь. – К.: Урожай, 1969. – 218 с.
48. Егоров В.В. Оценка почвенно-мелиоративных условий для целей орошения сухостепных земель Восточно-Европейской равнины / В.В. Егоров // Почвоведение. – М., 1983. – №2. – С. 73-84.
49. Малишева Л.Л. Ландшафтно-геохімічна оцінка екологічного стану території: монографія / Л.Л. Малишева. – К.: РВЦ «Київ. ун-т», 1997. – 264 с.
50. Польшина С.М. Структура субстантивно-генетичної класифікації ґрунтів України / С.М. Польшина // Ґрунтознавство. – Київ ; Дніпропетровськ, 2008. – Т. 9. №3-4 (13). – С. 161-164.
51. Гоголев И.Н. Использование земельных ресурсов / И.Н. Гоголев, Я.М. Биланчин // Лиманно-устьевые комплексы Причерноморья: географические основы хозяйственного освоения. – Ленинград: Наука, 1988. – 304 с.
52. Орошение на Одессине. Почвенно-экологические и агротехнические аспекты / И.Н. Гоголев, Г.А. Баер, А.Г. Кулибабин др. ; под ред И.Н. Гоголева, И.Н. Друзьяк. – Одесса: Обл. управление по печати. 1992. – 436 с.
53. Ромашенко М.І., Балюк С.А. Зрошення земель в Україні. Стан та поліпшення / М.І. Ромашенко, С.А. Балюк – К.: Світ, 2000. – 114 с.
54. Тупицын Б.А. Оптимизация водно-солевого режима орошаемых земель юга Украины: автореф. дис. на соискание научной степени д-ра с.-х. наук: спец. /06.01.02/ «сельскохозяйственные мелиорации» / Б.А. Тупицын – Херсон. с.-х. ин-т. – Херсон, 1992. – 48 с.
55. Ушачова Т.И. К теории почвенных исследований в заповеднике «Аскания нова» / Т.И. Ушачова // Вісті біосферного заповідника «Асканія нова». Охорона та збереження рідкісних видів. – 2000. – С. 134-136.
56. Лисецкий Ф.Н. Антропогенная эволюция почв в степной зоне Украины / Ф.Н. Лисецкий // Вісник ОНУ. – Т.14. Вип. 7. Географічні та геологічні науки. – Одеса, 2009. – С. 289-295.
57. Природа Одесской области. Ресурсы, их рациональное использование и охрана / под ред. проф. Г.И. Швевса, доц. Ю.А. Амброза. – Киев ; Одеса: Вища школа, 1979. – 144 с.
58. Крупенников И.А. Классификация и систематический список почв Молдавии / И.А. Крупенников, Б.П. Подылов. – Кишинев: Штиинца, 1987. – 156 с.
59. Розов Н.Н. К вопросу о принципах построения генетической классификации почв / Н.Н. Розов // Почвоведение. – 1956. – № 6. – С. 76-81.
60. Горшенин К.П. Об основных принципах классификации почв / К.П. Горшенин // Почвоведение. – 1955. – № 5. – С. 73-78.



61. Герасимов И.П. Научные основы систематики и классификации почв / И.П. Герасимов // Почвоведение. – 1954. – № 8. – С. 52-64.
62. Иванов И.В. Проблемы генезиса и эволюции степных почв: история и современное состояние // И.В. Иванов, В.А. Демкин. – Почвоведение. – М., 1996. – № 6. – С. 324-334.
63. Гедройц К. К. Солонцы, их происхождение, свойства и мелиорация. Научно-популярный очерк / К.К. Гедройц. – Ленинград: Изд-во Носовск. опытной станции, тип. «Коминтерн», 1928. – 76 с.
64. Вильямс В.Р. Почвоведение: Земледелие с основами почвоведения / В.Р. Вильямс. – 6-е изд. – М.: Сельхозгиз, 1949. – 472 с.
65. Золотун В.П. Развитие почв юга Украины за последние 50-45 вв.: автореф. дис. на соискание научной степени д-ра с.-х. наук / В.П. Золотун. – К., 1974. – 74 с.
66. Иванов И.В. Эволюция почв степной зоны в голоцене / И.В. Иванов. – М.: Наука, 1992. – 144 с.
67. Александровский А.Л. Эволюция почвенного покрова Русской равнины в голоцене / А.Л. Александровский // Почвоведение. – 1995. – № 3. – С. 290-297.
68. Герасименко Н.П. Зміни положення ландшафтних зон на території України у плейстоцені і голоцені // Н.П. Герасименко. – Укр. геогр. журнал. – 2004. – №3. – С. 20-28.
69. Мороз Г.Б. Просторово-часова модель ґрунтоутворення на межі середнього і сухого Степу / Г.Б. Мороз // Теоретические и прикладные проблемы современной географии: материалы международной научной конференции, памяти академика Г.И. Швевса, 3-5 июня 2009 г. – Одесса: Изд-во ВМВ, 2009. – С. 23-24.
70. Мороз Г.Б. Особливості генезису і еволюції ґрунтів автоморфного акумулятивного ряду на межі південного і сухого Степу в Північно-Західному Причорномор'ї / Г.Б. Мороз // Генеза, географія та екологія ґрунтів. Збірник наукових праць. – Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2008. – С. 373-377.
71. Мороз Г.Б., Михайлюк В.І. Генетичні особливості й діагностика ґрунтів на межі південного та сухого Степу в південно-західній частині Одеської області / В.І. Михайлюк, Г.Б. Мороз // Науковий вісник ВНУ ім. Лесі Українки. – Сер.: Географія. – 2008. – № 1. – С. 41-47.
72. Мороз Г.Б. Буферні властивості та склад гумусу як діагностичні ознаки ґрунтів на межі південного і сухого Степу / Г.Б. Мороз // Науковий вісник ЧНУ: збірник наукових праць. Вип. 403-404: Біологія. – Чернівці: Рута, 2008. – С. 174-181.
73. Мороз Г.Б. Особливості просторово-часової організації ґрунтового покриву на межі середнього і сухого Степу / Г.Б. Мороз // Вісник ОНУ. – Т. 14. Вип. 7. – 2009. – С. 319-327.
74. Бондарчук В.Г. Геологічна будова Української РСР / В.Г. Бондарчук. – К.: Радянська школа, 1963. – 832 с.
75. Грубрин Ю.Л. Геологическое строение и особенности геологического развития / Ю.Л. Грубрин // Украина и Молдавия. – М., 1972. – С. 12-22.
76. Сулимов И.Н. Геология Украинского Черноморья / И.Н. Сулимов. – К.: Выща шк., 1984. – 162 с.
77. Танфильев Г.И. Географические работы / Г.И. Танфильев. – М.: Гос. изд-во геогр. литературы, 1953. – 676 с.
78. Ромоданова А.П. Лессовые породы Причерноморья / А.П. Ромоданова // Труды ин-та геол. наук. АН УССР. Сер. геоморфол. и четвертич. геол. – К., 1957. – Вып. 1. – С. 28-45.
79. Заморій П.К. Четвертинні відклади Української РСР / П.К. Заморій. – К.: Вид.-во КДУ, 1961. – 550 с.
80. Веклич М.Ф. Стратиграфия лессовой формации Украины и соседних стран / М.Ф. Веклич. – К.: «Наукова думка», 1968. – 238 с.
81. Зелинский И.П. Инженерно-геологические условия северо-западного побережья Черного моря / И.П. Зелинский, Е. А. Черкез, Л. Н. Шатохина и др.; отв. ред. В. Ф. Краев. – К.: ИГН, 1989. – 50 с.
82. Природа Украинской ССР: Геология и полезные ископаемые / отв.ред. Е. Ф. Шнюков. – К.: Наукова думка, 1986. – 184 с.
83. Палиенко В.П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины / В.П. Палиенко. – К.: Наукова думка, 1992. – 116 с.
84. Мала гірнича енциклопедія: 3 т. / Т.2 / за ред. В. С. Білецького. — Донецьк: «Донбас», 2007. – 670 с.
85. Гончар Г.Я. Гидрогеологические условия северо-западного Причерноморья и прилегающей части шельфа / Г.Я. Гончар // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. – К.: Издательство Киевского университета, 1969. – Вып. 1. – С. 206-218.
86. Природа Украинской ССР: Ландшафты и физико-географическое районирование / А.М. Маринич, В.М. Пашенко, П.Г. Шищенко. – К.: Наукова думка, 1985. – 224 с.
87. Палієнко В.П. Загальне геоморфологічне районування території України / В.П. Палієнко та ін. // Український географічний журнал. – 2004. – № 1. – С. 3-11.
88. Геологічні карти: Гідрогеологічне районування // Державна геологічна служба [Електронний ресурс]. – 2002. – Режим доступу до журн.: [http://www.dgs.kiev.ua/inform\\_geolk\\_g.htm](http://www.dgs.kiev.ua/inform_geolk_g.htm)
89. Бучинский И.Е. Засухи, суховеи, пыльные бури на Украине и борьба с ними / И.Е. Бучинский – К.: Урожай, 1970. – 236 с.
90. Акимович Н.Н. К вопросу климатического районирования Причерноморско-Азовской степи / Н.Н. Акимович // Тр. Укр. НИИГМИ. – Ленинград, 1964. Вып. 45. – С. 25-37.
91. Щербань М.И. Климат // Природные условия и естественные ресурсы СССР. Украина и Молдавия / под ред. И.П.Герасимова и др. – М.: Мысль, 1971. – 434 с.
92. Захаржевский Я.В. Климат Одесской области / Я.В. Захаржевский. – Одесса, 1984. – 64 с.
93. Природа Украинской ССР. Климат / Ред. Логвинов К.Т., Щербань М.И. – К.: Наук.думка, 1984. – 232 с.
94. Позняк С.П. Орошаемые черноземы юго-запада Украины / С.П. Позняк. – Львов: ВНТЛ, 1997. – 240 с.
95. Климат Одессы / под ред. к.г.н. Л.К. Смекаловой, д.г.н. Ц.А. Швеца. – Ленинград: Гидрометиздат, 1986. – 176 с.
96. Добровольский Г.В. География черноземов, черноземных и черноземовидных почв мира / Г.В. Добровольский, Н.Н. Розов, М.Н. Строганова // Почвоведение, 1983. – № 6. – С. 39-54.
97. Білик Г.І. Геоботанічне районування Української РСР / Г.І. Білик, О.М. Бродіс // Бот. журн. АН УРСР, 1962. – Т. 19, № 4. – С. 18-23.
98. Природа Украинской ССР. Растительный мир / Т.Л. Андриенко, О.Б. Блюм, С.П. Вассер и др. – К.: Наукова думка, 1985. – 208 с.
99. Солнцев В.Н. О трудностях внедрения системного подхода в физическую географию / В.Н. Солнцев // Системные исследования природы. Вопросы географии. – М.: Мысль, 1977. – №104. – С. 20-37.
100. Герасимов И.П. Основы почвоведения и география почв / И.П. Герасимов, М.А. Глазовская. – М.: Географгиз, 1960. – 491 с.
101. Бобков З.П. О возможности прогнозирования появления соды в почвах / З.П. Бобков // Почвы содового засоления и их мелиорация: материалы международного симпозиума по мелиорации почв содового засоления. – Э.: Изд-во НИИПА, 1971. – вып. 4 - С. 649-651.

102. Рябинин Б.Н. Изменение серых лесных почв после обработки препаратом 2,4-Д. / Б.Н. Рябинин, Л.А. Рябинина // Восстановление мелиорированных лесов Северо-Запада РСФСР. – Ленинград, 1980. – 316 с.
103. Полупан Н.И. Черноземы южные / Н.И. Полупан // Черноземы СССР (Украина) / под ред. В.М. Фридланда. – М.: Колос, 1981. – 256 с.
104. Соболев С.С. Почвы Украины и степного Крыма / С.С. Соболев // Почвы СССР / [под ред. акад. Л. И. Прасолова]. Т.3. – Москва ; Ленинград, 1939. – 334 с.
105. Гедройц К.К. Учение о поглотительной способности почв / К.К. Гедройц // Избранные научные труды. — М.: «Наука», 1975. — 638 с.
106. Вильямс В.Р. Собрание сочинений: в 12 т.Т.5 / В.Р. Вильямс // – М.: Гос. изд. с.-х. лит., 1949. – 624 с.
107. Почвоведение / под ред. И.С. Кауричева. – Изд. 2-е, перераб. и доп. – М.: Колос, 1975. – 496 с.
108. Базилевич Н.И. Географические закономерности структуры и функционирования экосистем / Н.И. Базилевич, О.С. Гребенщиков, А.А. Тишков – М.: Наука, 1986. – 298 с.
109. Егоров В.В. Оценка почвенно-мелиоративных условий для целей орошения сухостепных земель Восточно-Европейской равнины / В.В. Егоров // Почвоведение. – 1983, №2. – С. 73-84.
110. Панов Н.П. Взаимовлияние катионов, поглощенных почвой / В.И. Савич, Н.П. Панов, Н.М. Муради // Изв. ТСХА. – 1982. – Вып. 2. – С. 120–125.
111. Муха В.Д. Агрочесоведение (учебник для студ. вузов) / В. Д. Муха. – М.: Изд-во «КолосС», 2003. – 528 с.
112. Бараев А.И. Избранные труды в 3-х томах: (к 100-летию А. И. Бараева) / А.И. Бараев; сост.: В.П. Шашков и др. ; редкол.: акад., проф. М.К. Сулейменов и др. – М-во сел. хоз-ва Респ. Казахстан, АО «КазАгроИновация», Каз. науч.-исслед. ин-т зернового хоз-ва им. А.И. Бараева. – Алматы: Ғылым, 2008. – Т. 2: (1963-1971 гг.). – 2008. – 388 с.
113. Михайличенко В.Н. Галогенез и осолонцевание почв равнин Северного Казахстана / В.Н. Михайличенко. – Алма-Ата: Наука, 1979. – 172 с.
114. Дюшофур Ф. Основы почвоведения / Ф. Дюшофур. – М.: Прогресс, 1970. – 598 с.
115. Элементарные почвообразовательные процессы: Опыт концептуального анализа, характеристика, систематика / Н.А. Караваева, В.О. Таргулян А.П. Александровский и др. – М.: Наука, 1992. – 184 с.
116. Мороз Г.Б. Генетичні особливості структурного стану ґрунтів в області контакту чорноземів південних і темно-каштанових ґрунтів / Г.Б. Мороз // Вісник ОНУ. – 2008. – Т.13. – Вип. 6. – С. 106-113.
117. Соколовский А.Н. Сельскохозяйственное почвоведение / А.Н. Соколовский. – М.: Сельхозгиз, 1956. – 336 с.
118. Ґрунтознавство з основами геології: навч. посібник / О.Ф. Гнатенко, М.В. Капштик, Л.Р. Петренко, С.В. Вітвицький. – К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
119. Матэ Ф. Происхождение и распространение луговых почв на территории Венгерской низменности / Ф. Матэ // Почвоведение, 1955. – № 12. – С. 1-6.
120. Ковда В.А. Происхождение и режим засоленных почв / В.А. Ковда. – Москва ; Ленинград: Изд-во АН СССР, 1946. – 596 с.
121. Роде А.А. Генезис почв и современные процессы почвообразования / А.А. Роде. – М.: Наука, 1984. – 256 с.
122. Глинка К.Д. Почвоведение / К.Д. Глинка. – М.-Л.: Сельхозгиз, 1932. – 600 с.
123. Тюрин И.В. Некоторые результаты работ по сравнительному изучению состава гумуса в почвах СССР / И.В. Тюрин // Тр. почв. ин-та им. В.В. Докучаева. – М., 1951. – Т. 38. – С. 3-10.
124. Тюрин И.В. Органическое вещество почвы / И.В. Тюрин. – М.: Сельхозиздат, 1957. – 288 с.
125. Кононова М.М. Гумус главных типов почв СССР, его природа и пути образования / М.М. Кононова // Почвоведение. – 1956. – № 3. – С. 21-28.
126. Кононова М.М. Органическое вещество почвы. Его природа, свойства и методы изучения / М.М. Кононова. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 316 с.
127. Пономарева В.В. Гумус и почвообразование / В.В. Пономарева, Т.А. Плотникова. – Л.: Наука, 1980. – 220 с.
128. Александрова Л.Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации / Л.Н. Александрова. – Ленинград: Наука, 1980. – 288 с.
129. Орлов Д.С. Химия почв: учебник / Д.С. Орлов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. – 376 с.
130. Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации / Д.С. Орлов. – М.: Изд-во МГУ, 1990. – 332 с.
131. Гуминовые вещества в биосфере / под ред. Д.С. Орлова. – М.: Наука, 1993. – 238 с.
132. Деградация и охрана почв / под общей ред. Акад. РАН Г.В. Добровольского. – М.: Изд-во МГУ, 2002. – 654 с.
133. Носко Б.С. Антропогенна еволюція чорноземів / Б.С. Носко. Національний науковий центр “Інститут ґрунтознавства та агрохімії ім. О.Н. Соколовського”. – Х.: Вид-во «13типографія», 2006. – 240 с.
134. Лактионов Н.И. Сельскохозяйственное использование почв и коллоидный гумус / Н.И. Лактионов // Труды ХСХИ. – 1970. – Т. 139 – С. 9-15.
135. Дегтярьов В.В. Вплив антропогенного фактора на якість гумусу чорноземів України / В.В. Дегтярьов // Вісник ХДАУ. – 1999. – Вип. 2. – С. 26-36.
136. Хан Д.В. Органо-минеральные соединения и структура почвы / Д.В. Хан. – М.: Наука, 1969. – 144 с.
137. Пулы и фракции органического вещества почвы: современные концепции и методы исследования / В.М. Семенов, Л.А. Иванникова, Т.В. Кузнецова, Н.А. Семенова // Проблемы истории, методологии и философии почвоведения: тр. II нац. конф. с междунар. участием. – Пушкино, 2007. – Т.1. – С. 155-159.
138. Шпаківська І. М. Водорозчинний вуглець у ґрунтах наземних екосистем Сколівських Бескидів (Українські Карпати) / І.М. Шпаківська // Вісник ЛНУ ім. І. Франка. Серія біологічна. – 2008. – Вип. 48. – С. 89-96.
139. Шульц Э. Характеристика разлагаемой части органического вещества почвы и ее трансформации при помощи экстракции горячей водой / Э. Шульц, М. Кершес // Почвоведение, 1998. – № 7. – С. 890-894.
140. Бельчикова Н.П. Некоторые закономерности содержания, состава гумуса и свойств гуминовых кислот в главнейших группах почв Союза ССР / Н.П. Бельчикова // Труды почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. – 1951. – Т. 38. – С. 33-58.
141. Орлов Д.С., Н.А. Михайлова. Оптические свойства почв и почвенных компонентов / Д.С. Орлов, Н.А. Михайлова – М.: Наука, 1986. - 120 с.
142. Кузяхметов Г.Г. Водоросли зональных почв Степи и Лесостепи / Г.Г. Кузяхметов // Почвоведение, 1991. – №9. – С. 63-72.

143. Мороз Г.Б. Просторова зміна оптичних властивостей та порога коагуляції гумінових кислот ґрунтів на межі Південного й Сухого Степу / Г.Б. Мороз // *Наук. Вісн. Волин. Нац. Ун-ту ім. Лесі Українки. Сер.: Географія.* – 2009. – №8. – С. 38-44.
144. Фридланд В.М. Структура почвенного покрова / В.М. Фридланд. – М.: Мысль, 1972. – 424 с.
145. Гodelьман Я.М. Неоднородность почвенного покрова и использование земель / Я.М. Гodelьман. – М.: Наука, 1981. – 200 с.
146. Корсунов В.М. Красеха Е.Н. Пространственная организация почвенного покрова / В.М. Корсунов, Е.Н. Красеха – Новосибирск: Наука, 1990. – 200 с.
147. Жигеу Г.В. Оценка факторов и систематизация современных процессов эволюции черноземов придунайского региона / Г.В. Жигеу // *Агрохімія і ґрунтознавство. Міжвідомчий тематичний науковий збірник.* – Х.: ННЦ «ІА ім. О.Н. Соколовського», 2008. – Випуск 69. – С. 112-121.
148. Крупенников И.А. Антропогенный пресс – угроза гибели чернозема как почвенного типа / И.А. Крупенников // *Антропогенная эволюция черноземов.* – Воронеж, 2000. – С. 301-313.
149. Караваева Н.А. Агрогенные почвы: условия среды, свойства и процессы / Н.А. Караваева // *Почвоведение*, 2005. – № 12. – С. 1518-1529.
150. Крупенников И.А. Ландшафты черноземной зоны / И.А. Крупенников // *Русский чернозем 100 лет после Докучаева.* – М.: Наука, 1983. – С. 150-162.
151. Ярмак В.О. Географія і динаміка негативних ґрунтових процесів у Північно-Західному Причорномор'ї / В.І. Михайлюк, Г.Б. Мороз, В.О. Ярмак // *Вісник аграрної науки південного регіону. Міжвідомч. тематичний наук. зб. Вип. 9. – Ч. II.* – Одеса: СМІЛ, 2008. – С. 28-32.
152. Орлов Д.С. Органическое вещество почв Российской Федерации / Д.С. Орлов, О.Н. Бирюкова, Н.И. Суханова – М.: Наука, 1996. – 256 с.
153. Soil Quality and Erosion. Soil and Water Conservation Society. R. Lal. (ed.), CSC Press Boca Raton, FL., 1998. – 256 p.
154. Коломыц Э.Г. Полиморфизм ландшафтно-зональных систем / Э.Г. Коломыц // *Известия РАН. Серия географическая.* – 1999, №6. – С. 21-31.
155. Бобра Т.В. Проблема изучения геоэкотонов и экотонизации геопространства в современной географии / Т.В. Бобра // *Ученые записки Таврической национальной университета им. В. И. Вернадского. Серия «География».* Том 17 (56). – 2004 г. – № 3. – С. 35-45.
156. Залетаев В.С. Структурная организация экотонов в контексте управления // *Экотоны в биосфере.* под ред. В.С. Залетаева. – М.: РАСХН, 1997. – С. 11-30.
157. Коломыц Э.Г. Экотон как объект физико-географических исследований / Э.Г. Коломыц // *Изв. АН СССР, сер. Геогр.*, 1988. – № 5. – С. 24-36.
158. Арманд Д.Л. Наука о ландшафте / Д.Л. Арманд – М.: Мысль, 1975. – 286 с.
159. Герасько Л.И. Подтайга Западной Сибири: ландшафтно-динамические аспекты / Л.И. Герасько // *Сибирский экологический журнал.* – 2007. №5. – С. 719-724.
160. Podstawowe wiadomości o glebach. Gleby i procesy glebotwórcze jako przedmiot badań ekologiczno-gleboznawczych // Renata Bednarek, Helena Dziadowiec, Urszula Pokojska, Zbigniew Prusinkiewicz / *Badania ekologiczno-gleboznawcze.* – Polskie Wydawnictwo Naukowe sp. z o.o., 2004. – 344 ls.
161. Николаев В.А. Ландшафтные экотоны / В.А. Николаев // *Вестник МГУ. Сер. 5, геогр.* – 2003. №6. – С. 3-9.
162. Мильков Ф.Н. Основные географические закономерности склоновой микрозональности ландшафтов / Ф.Н. Мильков. – Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1974. – С. 5-11.
163. Коломыц Э.Г. Ландшафтные исследования в переходных зонах: методологический аспект / Э.Г. Коломыц. – М.: Наука, 1987. – 116 с.
164. Рянский Ф.Н. Фрактальная теория пространственно-временных размерностей: естественные предпосылки и общественные последствия / Ф.Н. Рянский. – Биробиджан: Изд-во ДВО РАН, 1992. – 28 с.
165. Геохимическая структура как основа оценки ландшафтного разнообразия / Н.К. Чертко, А.А. Карпиченко, П.В. Жумарь, Т.А. Сергиеня // *География и природные ресурсы.* – Новосибирск: АИ «ГЕО», 2006. – № 3. – С. 137-141.
166. Димо В.Н. Физические характеристики климата почв СССР, их классификация и количественная оценка / В.Н. Димо // *Почвоведение*, 1985. – С. 36-43.
167. Карта ґрунтів ДП «Агроцентр ЄвроХім Україна» [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.dobriva.com.ua/ua/services/ground>.

НАУКОВЕ ВИДАННЯ

СЕРІЯ “ҐРУНТИ УКРАЇНИ”

МОРОЗ Григорій Богданович  
МИХАЙЛЮК Віктор Іванович

**ҐРУНТИ**  
**СЕРЕДНЬО-СУХОСТЕПОВОГО ПЕДОЕКОТОНУ**  
**ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я**

Монографія

Редактор *Михайлюк В.І.*  
Обкладинка Михайлюк В.І.  
Компютерна верстка *Дикий І.В.*

Формат 70x100/16. Ум. друк. арк. 14,8. Тираж 300 прим. Зам. № 138414

ТзОВ “Західноукраїнський консалтинговий центр”  
79005, Львів, вул. Драгоманова, 18, тел./факс: (032) 298-32-86

Свідоцтво про державну реєстрацію:

ДК № 408 від 09.04.2001

Віддруковано із готових діапозитивів  
в друкарні ЗУКЦ